

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES 1

pour obtenir

le grade de **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**

Mention : Sciences de la Terre

PAR

Sébastien ROHAIS

Equipe d'accueil: Géosciences Rennes

Ecole Doctorale Sciences de la Matière

Composante universitaire: UFR Structure et Propriétés de la Matière

**Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la
marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) :
Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques**

Soutenue le 2 février 2007 devant la commission d'examen composée de

Directeurs de thèse	François Guillocheau	Université Rennes 1
Rapporteurs	Laurent Jolivet	Université Paris VI
	Sébastien Carretier	IRD Toulouse
Examineurs	Jean Braun	Université Rennes 1
	Rémi Eschard	Institut Français du Pétrole
	Mary Ford	CRPG – ENSG Nancy
	Stéphane Bonnet	Université Rennes 1

Remerciements

Cette page est sûrement trop courte pour lister toutes les personnes que j'aurais aimé remercier. En tant que géologue, je vous propose de remonter le temps pour souligner les rencontres clés sans lesquels je n'aurais pas eu le plaisir d'écrire ces quelques lignes.

Tout d'abord, un grand merci à Pascal Barrier, Christian Montenat, Bruno Savoye, Hélène Ondreas, Philippe Joseph et Rémi Eschard, qui m'ont permis au fil du temps de me faufiler jusqu'à ce jour heureux où j'ai découvert cette proposition de thèse.

François m'a alors pris sous son aile. Je ne saurais te remercier d'avoir accepté un p'tit jeune à la tête dure. Tu m'as appris bien plus que tu imagines et je te dois beaucoup ; de l'andouillette au tzatziki en passant par les huitres à marée basse ou le pommeau finistérien, sans parler des turbidites marbrées ! Encore un grand merci.

Rémi, un grand merci pour ton accompagnement tout au long de ce travail. Tu as largement contribué à la réussite de ce travail en me remettant sur les bons rails aux moments cruciaux.

Mary, un grand merci pour ton suivi depuis le premier jour sous la neige grecque, jusqu'aux trois derniers jours avant la soumission du manuscrit. Ta singularité au sein de ce quatuor de tête m'a beaucoup apporté.

Stéphane, plus qu'un merci, je te dois une grande reconnaissance pour ton aide précieuse et toutes les connaissances que tu as su me transmettre.

Je tiens à remercier également les membres du jury : Jean Braun, Sébastien Carretier, Laurent Jolivet qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir examiner ce travail et qui ont eu la souplesse que les colis postaux n'ont pas. Merci aussi à Brigitte qui s'est glissée dans la peau de Rémi le temps de la soutenance.

Il y a aussi toutes ces personnes essentielles sans qui je serais encore sous la pluie grecque : merci à Dionisa et Antonio, sans qui les analyses palynologiques seraient du domaine du probable : merci à Sébastien, sans qui le dispositif expérimental ne serait ni conçu, ni même monté : un grand merci à Jean-Jacques, sans qui Dionisos aurait pu basculer du côté obscur : merci à Didier.

Un an et demi à Rennes, un an à l'IFP et près de six mois en Grèce, ça fait de très nombreuses rencontres et beaucoup de gens que j'aimerais remercier : les rennais avec M. Paquet « la cheville branlante », Rico « la force tranquille », Adrien « la surfeuse blonde », Guilhem « no stress », Manu « le malin », Seb, Lolo, Nuno, Nico, Flo, Cédric, Vincent, Christelle, Ben&co qui ont égayé le quotidien, mais aussi Cécile, Delphine, Alain, Dimitri qui m'ont consacré de leur temps et de leur savoir. Les ruellois avec Isabelle, Bernard, Tristan, Simon, Benoit, Brigitte, Olivier, Philippe, Tristan, Valérie, Raymi et la communauté des thésards en formation. Meriem, Sylvie, Flavien et Patrick qui m'ont grandement facilité la vie. Les Nancéo-Grecs avec Fabrice, Nicolas, Sylvain et David qui ont usé la semelle sur les mêmes chemins. Et tous ces gens que j'ai rencontrés sur d'autres terrains, au Muséum, à la SGF ou encore lors de congrès et qui ont contribué à l'aboutissement de ce travail et à mon épanouissement scientifique : J.Y. Reynaud, B. Tessier, J.P. Brun, J.P. Colin, N. Mostafawi, B. Gomez, P. Davy. Et puis un grand merci aux potos rigoliens : Bebe, Xav, Mat, Chaitane, TdV, Manu, Cyssou, Momo, La Chaille, SdS&Co qui tout au long de ces années sont restés proches et sensibles à mes travaux.

Merci à toute ma famille auprès de laquelle j'ai toujours trouvé le soutien et l'énergie pour mener à bien ce projet : mes parents, ma sœur, mon frère et toutes leurs descendances, sans oublier les cousins ! Et bien sûr, un grand merci à ma douce, qui au-delà de me soutenir, m'a entraîné au dur chemin de la fin de thèse par sa propre expérience.

Et puis, je souhaitais aussi remercier toutes les personnes que j'ai oublié de citer sous l'empressement de la joie qui me tend les bras au dépôt du manuscrit final. Encore merci à vous tous.

Résumé

L'objectif de ce travail est de caractériser l'évolution du flux sédimentaire dans un domaine extensif actif avec un aller-retour entre **données de terrain** (le golfe de Corinthe), **modélisations expérimentales** et **modélisations numériques**.

La partie centrale de la **marge sud du golfe de Corinthe** (~ 700 km²) a fait l'objet d'une étude cartographique (stratigraphie, structure, faciès), d'un levé de coupes sédimentologiques (18 coupes), d'analyses palynologiques et paléo-écologiques et de corrélations stratigraphiques (stratigraphie séquentielle). Ce travail a permis d'établir (1) un modèle de faciès pour les « Gilbert-type fan deltas » de très grandes tailles (foresets jusqu'à 500 m), (2) un schéma chronostratigraphique et (3) un modèle d'évolution tectono-sédimentaire du rift.

Le remplissage syn-rift qui affleure dans la zone d'étude sur la marge sud du golfe de Corinthe, peut être subdivisé en trois grandes étapes caractéristiques de l'évolution d'un rift :

(1) une phase d'initiation du rift (Lower Group : « Pliocène supérieur » à ~1,5 Ma) durant laquelle la marge est découpée en trois blocs basculés de 5 à 8 km de large. L'ensemble des failles sont actives, et permettent l'accumulation de plus de 1000 de sédiments. La base du remplissage est caractérisée par des environnements continentaux de cônes alluviaux et de petits lacs (bathymétrie < 40 m), qui passent verticalement, de manière progressive, à des systèmes fluviaux et deltaïques présentant occasionnellement des indices marins ;

(2) le « Rift Climax » (Middle Group : ~1,5 à 0,6 Ma) qui est enregistré par le développement des « Gilbert-type fan deltas ». La progradation du Middle Group comporte quatre grandes séquences qui montrent dans l'ordre une tendance aggradante, puis une tendance progrado-aggradante et enfin une tendance en progradation pure. Cette progradation est associée à une migration de l'activité des failles et au développement de structure en *roll-over* créant localement plus de 1000 m d'espace disponible. Les failles sont progressivement scellées du sud vers le nord ;

(3) la surrection de la marge (Upper Group ~0,6 Ma à l'actuel) est accompagné d'une accélération de la migration vers le nord du dépôt centre. Cette surrection est enregistrée localement par des sols rouges, des dépôts de pentes dans le sud de la zone d'étude et des « Gilbert-type fan deltas » et des terrasses marines étagées le long de la côte actuelle.

Le modèle de dépôt des « Gilbert-type fan deltas » permet de relier pour la première fois les faciès et les associations de faciès avec l'organisation géométrique du « Gilbert-type fan delta » ; depuis le secteur le plus proximal jusqu'aux systèmes turbiditiques. Trois grandes organisations géométriques ont été reconnues, avec : (1) un système en progradation pure, avec un système turbiditique très développé, (2) un système en rétrogradation, avec un système turbiditique sableux en « on-lap » sur le « Gilbert-type fan delta », et (3) un système en progrado-aggradation, avec un système turbiditique relativement peu développé.

Le **code numérique stratigraphique DIONISOS** a été utilisé afin de valider le modèle d'évolution de la marge sud du golfe de Corinthe, établi à partir de l'étude de terrain, de quantifier les flux sédimentaires et de discuter de l'influence relative des facteurs de contrôle de l'architecture sédimentaire. Des modélisations numériques stratigraphiques en 2D ont été réalisées à l'échelle des « Gilbert-type fan deltas » et à l'échelle du rift de Corinthe (~ 45 km).

Les simulations numériques effectuées à l'échelle des Gilbert-type fan delta, montrent que les géométries induites par des fluctuations eustatiques sont difficilement reproductibles par des variations du flux sédimentaire ou de la vitesse de subsidence.

Ces simulations stratigraphiques montrent que l'ennoisement du rift est principalement contrôlé par l'évolution spatiale de la vitesse de subsidence. La transition entre Lower Group et Middle Group est marquée par une augmentation du flux sédimentaire (de 116 à 293 km³/Ma), une augmentation du taux de subsidence (de 830 à 1250 m/Ma) et une diminution du flux d'eau (de 300 à 30 m³/s). Le réarrangement structural du rift durant le « Rift Climax » permet d'expliquer cette augmentation de la vitesse de subsidence. Les variations de flux d'eau et de flux sédimentaire peuvent, quant à elles, être reliées à la Mid-Pléistocène Révolution (MPR), qui correspond à un changement climatique majeur au Pléistocène (~0,9 Ma). Sur la zone d'étude, les flux sédimentaires chutent drastiquement (divisés par un facteur 10) durant l'Upper Group, en raison de l'inversion des bassins versants et de la capture des flux dans la dépression endoréique située au Sud.

Une approche expérimentale a été spécialement développée au cours de ce travail afin de caractériser l'évolution dynamique des flux sédimentaires. Le dispositif expérimental permet d'étudier au cours du temps l'évolution d'un bassin versant soumis à l'érosion et l'évolution du cône alluvial résultant des produits de cette érosion. Douze expériences ont été réalisées et montrent que : (1) cette approche expérimentale permet de reproduire la phase de croissance des reliefs et la phase d'équilibre stationnaire et dynamique, (2) le corps sédimentaire enregistre la dynamique des flux sédimentaires en réponse à la croissance du réseau hydrographique par l'intermédiaire de sa pente et de sa surface, (3) l'architecture stratigraphique du corps sédimentaire (géométrie, stratonomie, bilan sédimentaire) permet de discriminer la nature du forçage des flux (climatique ou tectonique).

Ce travail illustre l'importance de combiner les études de terrain avec les approches numériques et expérimentales, sur des échelles de temps et d'espaces différentes. Alors que l'évolution des reliefs au cours du temps géologiques restent souvent difficile à appréhender, l'architecture stratigraphique des bassins sédimentaires est probablement la meilleure archive pour tenter de restaurer cette évolution.

INTRODUCTION	- 3 -
PROBLEMATIQUE ET CONTEXTE SCIENTIFIQUE	- 3 -
OBJECTIFS	- 3 -
DEMARCHE	- 4 -
<i>Acquisition de données de terrain : reconstitution de l'architecture des systèmes sédimentaires de la</i>	
<i>marge sud du golfe de Corinthe</i>	<i>- 4 -</i>
<i>Modélisations stratigraphiques : quantification des flux sédimentaires</i>	<i>- 4 -</i>
<i>Modélisation expérimentale du couple érosion-sédimentation : facteurs de contrôle et</i>	
<i>enregistrement des flux sédimentaires.....</i>	<i>- 5 -</i>
ORGANISATION DU MANUSCRIT	- 5 -
I . ETAT DES CONNAISSANCES.....	- 7 -
I . 1. CONE ALLUVIAL ET FAN DELTA	- 8 -
I . 1. 1. Définition	- 8 -
I . 1. 2. Morphologies	- 9 -
I . 1. 3. Processus de dépôt et faciès.....	- 11 -
I . 1. 4. Classifications.....	- 14 -
I . 1. 5. Modèles de dépôt.....	- 17 -
I . 1. 6. Géométries élémentaires et architecture stratigraphique.....	- 19 -
I . 1. 7. Cônes alluviaux et architecture stratigraphique des rifts continentaux.....	- 22 -
I . 1. 8. Paramètres de contrôle de l'architecture des cônes alluviaux.....	- 25 -
I . 2. FLUX SEDIMENTAIRES	- 32 -
I . 2. 1. Problèmes de définition.....	- 32 -
I . 2. 2. Mesure des flux sédimentaires et représentativité.....	- 32 -
I . 2. 3. Les flux actuels.....	- 34 -
I . 2. 4. Variation des flux sédimentaires et « flux anciens »	- 37 -
I . 2. 5. Flux sédimentaires et approche numérique	- 40 -
I . 2. 6. Architecture stratigraphique et flux sédimentaire : inversion et hiérarchisation	- 42 -
I . 3. SYNTHÈSE ET COMMENTAIRES.....	- 43 -
II . LE GOLFE DE CORINTHE	- 47 -
II . 1. ETAT DES CONNAISSANCES	- 47 -
II . 1. 1. Introduction	- 47 -
II . 1. 2. Historique des travaux de recherche	- 48 -
II . 1. 3. Cadre géodynamique	- 49 -
II . 1. 4. Les modèles d'évolution du rift de Corinthe.....	- 54 -
II . 1. 5. Contexte eustatique.....	- 59 -
II . 1. 6. Contexte climatique et végétation.....	- 61 -
II . 1. 7. Contexte lithologique et stratigraphique	- 63 -
II . 1. 8. Evolution géomorphologie.....	- 65 -
II . 1. 9. Problématique et approche.....	- 67 -
II . 2. DATATIONS DE SERIES PAR METHODE PALYNOLOGIQUE ET RECONSTRUCTION	
PALEOENVIRONNEMENTALE (ARTICLE 1).....	- 69 -
II . 3. STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE DES SERIES SYN-RIFT (ARTICLE 2)	- 95 -
II . 4. EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE (ARTICLE 3)	- 147 -
II . 5. APPROCHES COMPLEMENTAIRES	- 191 -
III . MODELISATION NUMERIQUE : SIMULATION STRATIGRAPHIQUE.....	- 193 -
III . 1. LES TRAVAUX NUMERIQUES ANTERIEURS CONSACRES AU GOLFE DE CORINTHE.....	- 193 -

III . 2. QUEL TYPE DE MODELISATION NUMERIQUE ?	- 195 -
III . 3. DIONISOS	- 195 -
III . 4. STRATEGIE ET CALAGES DES PARAMETRES DES SIMULATIONS STRATIGRAPHIQUES	- 196 -
III. 4. 1. <i>Stratégie</i>	- 196 -
III. 4. 2. <i>Coupes de références et maillage</i>	- 197 -
III. 4. 3. <i>Datation et modèle d'âge</i>	- 199 -
III. 4. 4. <i>Les paléobathymétries et pentes de dépôt</i>	- 200 -
III. 4. 5. <i>Conditions topographiques initiales</i>	- 200 -
III. 4. 6. <i>Les lithologies</i>	- 200 -
III. 4. 7. <i>L'eustatisme</i>	- 201 -
III. 4. 8. <i>La subsidence</i>	- 203 -
III. 4. 9. <i>Le flux sédimentaire</i>	- 203 -
III. 4. 10. <i>Le flux d'eau</i>	- 205 -
III. 4. 11. <i>Les coefficients de diffusion</i>	- 206 -
III . 5. TESTS DE SENSIBILITE ET RESULTATS PRELIMINAIRES.....	- 208 -
III. 5. 1. <i>Evolution durant le dépôt du Lower Group</i>	- 208 -
III. 5. 2. <i>Transition entre Lower Group et Middle Group</i>	- 210 -
III. 5. 3. <i>Progradation du Middle Group et évolution structurale</i>	- 213 -
III. 5. 4. <i>Facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique interne des Gilbert-type fan deltas</i> ..	- 216 -
III . 6. RESULTATS : CALAGE DES SIMULATIONS AUX DONNEES DE TERRAIN	- 225 -
III. 6. 1. <i>Evolution de la marge sud du golfe de Corinthe</i>	- 225 -
III. 6. 2. <i>Modèle d'âge et flux sédimentaire</i>	- 228 -
III . 7. APPORTS DES SIMULATIONS STRATIGRAPHIQUES	- 229 -
IV . MODELISATION EXPERIMENTALE.....	- 231 -
IV . 1. ETAT DES CONNAISSANCES ET PROBLEMATIQUE	- 231 -
IV. 1. 1. <i>Modélisation expérimentale et géomorphologie</i>	- 231 -
IV. 1. 2. <i>Modélisation expérimentale et sédimentologie</i>	- 241 -
IV. 1. 3. <i>Problématique</i>	- 247 -
IV . 2. PROTOCOLE ET DISPOSITIF EXPERIMENTAL DEVELOPPE AU COURS DE LA THESE	- 248 -
IV . 3. RESULTATS EXPERIMENTAUX	- 254 -
IV. 3. 1. <i>Dynamique du flux et croissance du réseau hydrographique</i>	- 254 -
IV. 3. 2. <i>Morphologie et dynamique du cône sédimentaire</i>	- 267 -
IV. 3. 3. <i>Dynamique du flux en réponse à un forçage tectonique ou climatique</i>	- 297 -
IV . 4. APPROCHE EXPERIMENTALE DE LA DYNAMIQUE DU FLUX : APPLICATION ET PERSPECTIVES...-	304 -
CONCLUSION.....	- 307 -
ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU RIFT DE CORINTHE ET FLUX SEDIMENTAIRES.....	- 307 -
ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DES GILBERT-TYPE FAN DELTAS ET FLUX SEDIMENTAIRES	- 309 -
CONES ALLUVIAUX EXPERIMENTAUX ET FLUX SEDIMENTAIRES.....	- 310 -
PERSPECTIVES	- 311 -
<i>Le Golfe de Corinthe</i>	- 311 -
<i>La modélisation expérimentale</i>	- 312 -
<i>Cônes alluviaux, flux sédimentaires et niveau de base</i>	- 313 -
ANNEXES.....	- 315 -
ANNEXE 1 : DONNEES DE TERRAIN ET ANALYSES COMPLEMENTAIRES.....	- 315 -
ANNEXE 2 : DONNEES EXPERIMENTALES	- 328 -

Introduction

Problématique et contexte scientifique

Les bassins sédimentaires enregistrent deux paramètres clefs qui permettent de reconstituer l'évolution des paysages et des morphologies de notre terre. Le premier est la déformation de la lithosphère qui contrôle à la fois l'espace disponible pour la sédimentation mais aussi la topographie des bassins versants. Le second correspond au climat qui va influencer l'espace disponible pour la sédimentation par l'intermédiaire du glacio - eustatisme, ainsi que les fonctions de transfert de matière en surface suivant la pluviosité, la température, la couverture végétale et les mécanismes d'altération.

La quantification de l'enregistrement stratigraphique des bassins sédimentaires et des corps sédimentaires est devenue une approche courante depuis une vingtaine d'années (e.g. Jervy, 1988 ; Posamentier et al., 1988, van Wagoner et al., 1988). L'accommodation (A), qui correspond à la somme de l'eustatisme et de la subsidence, et le flux sédimentaire (S) sont les deux paramètres qui permettent de caractériser l'architecture stratigraphique de manière qualitative à l'aide des concepts de la stratigraphie séquentielle (e.g. Vail et al., 1977 ; Jervy, 1988 ; Posamentier et al., 1988, van Wagoner et al., 1988, Cross, 1991). Depuis quelques années, la quantification de l'accommodation et de son influence sur l'architecture des corps sédimentaires sont devenues communes (e.g. Whipple & Traylor, 1996 ; Viseras et al., 2003 ; Robin et al., 2005). Plus récemment, la prise de conscience du rôle du climat comme facteur de contrôle de l'organisation stratigraphique des systèmes sédimentaires, en tant que modulateur du flux sédimentaire et des fonctions de transfert, a fait évoluer les thématiques de recherche vers une meilleure caractérisation de l'influence du climat. La quantification du flux sédimentaire et la caractérisation de ses facteurs de contrôle (pluviométrie, végétation, lithologie, relief...) sont donc devenues au centre de nombreuses études (e.g. Milliman & Syvitsky, 1992 ; Pazzaglia & Brandon, 1996 ; Collier et al., 2000). Dans ce cadre, la prise en compte de l'évolution des bassins versants et des processus d'érosion - sédimentation apparaissent essentielles pour la compréhension globale d'un système sédimentaire (bassin sédimentaire + bassin versant).

A l'heure actuelle, les lois d'érosion (et de dépôt) sont déduites de manière empirique à partir de l'étude des systèmes naturels (observations de la seconde à la dizaine d'année). L'extrapolation de ces lois à des échelles de temps plus longues, compatibles avec les modèles réservoirs (pas de temps de l'ordre 10^3 à 10^6 ans), ou même avec les modèles de bassin (10^6 à 10^8 ans), reste un réel défi. En effet, il n'est pas possible d'observer et de quantifier l'évolution dynamique des reliefs naturels sur ces mêmes échelles de temps. Le recours à la modélisation des processus d'érosion et de la dynamique afférente est donc essentiel pour formuler de nouvelles lois physiques simulant l'érosion sur ces échelles de temps.

Objectifs

Ce travail de thèse s'intéresse à la notion de flux sédimentaire et à son enregistrement dans l'architecture stratigraphique, aussi bien à l'échelle des corps sédimentaire qu'à l'échelle du remplissage d'un bassin sédimentaire. Le flux sédimentaire correspond à un volume de sédiment déposé pendant une période de temps et varie donc dans le temps et l'espace. L'objectif de ce travail est de caractériser l'évolution de ce paramètre flux sédimentaire, sur un cas naturel bien contraint, afin de pouvoir discuter de son enregistrement et de ses facteurs de contrôle.

Démarche

La démarche scientifique de cette thèse comprend dans un premier temps, l'**acquisition de données de terrain**, qui permettent de contraindre dans un second temps, des **simulations stratigraphiques** afin de quantifier les flux sédimentaires, et enfin dans un troisième temps, des **modélisations expérimentales** afin de discuter des facteurs de contrôle du flux sédimentaire et de son enregistrement dans les corps sédimentaires.

Acquisition de données de terrain : reconstitution de l'architecture des systèmes sédimentaires de la marge sud du golfe de Corinthe

Le cas d'étude traité au cours de ce travail est la marge sud du golfe de Corinthe. Le golfe de Corinthe, qui sépare actuellement le Péloponnèse de la Grèce continentale, correspond à un graben asymétrique bordé par des failles normales E-W à fort rejet vertical (e.g. Moretti et al., 2003). L'ouverture du rift actuel est datée du Pléistocène supérieur et la marge sud s'est trouvée surélevée très récemment exhumant à l'affleurement un bâti structural en blocs faillés (e.g. Vita-Finzi, 1993). Les affleurements de la série sédimentaire syn-tectonique permettent de reconstituer l'architecture des systèmes de dépôts au sein des différents blocs, depuis des environnements continentaux au Sud vers des systèmes de Gilbert-type fan-delta au Nord en bordure du golfe actuel. En plus d'une qualité d'affleurements tout à fait exceptionnelle, la seconde raison pour laquelle notre choix s'est portée sur le golfe de Corinthe est que le remplissage syn-rift correspond à une période de temps (Plio-Pléistocène) où les conditions climatiques et eustatiques varient à haute fréquence (100 ky) et sont parfaitement bien contraintes. Enfin, une troisième raison de ce choix est que les bilans sédimentaires seront facilités dans ce secteur d'étude car la morphologie du golfe de Corinthe correspond à un bassin relativement bien fermé, configuration propice à piéger l'ensemble du flux sédimentaire.

La zone d'étude (25 x 30 km) a été choisie dans la partie centrale de la marge sud du golfe de Corinthe car c'est une zone où les séries syn-rift affleurent en continu depuis la faille bordière au sud jusqu'à la côte actuelle au nord. L'acquisition des données a été effectuée au cours de trois campagnes de terrain et a consisté en (1) une approche cartographique à l'échelle du 1/25 000^e, (2) la mesure d'indices structuraux et d'indices sédimentologiques, (3) le levé de colonnes sédimentologiques (18 colonnes), et (4) l'interprétation de photo panoramas avec corrélation physique de lignes temps.

Ces données ont permis d'établir des coupes à travers la marge sud du golfe de Corinthe, sur lesquelles sont reportées les géométries des failles et l'architecture stratigraphique du remplissage. Une approche palynologique a complété ce travail afin de contraindre le modèle d'âge et de mieux préciser les relations stratigraphiques entre les différents blocs.

Cette première étape permet de proposer un modèle d'évolution tectono-sédimentaire dans un contexte tectoniquement très actif, ainsi que des bilans de volumes sédimentaires préservés à l'affleurement qui vont être les données de base des deux étapes suivantes de cette thèse.

Modélisations stratigraphiques : quantification des flux sédimentaires

La seconde étape de cette thèse a consisté à quantifier les flux sédimentaires à partir d'une approche numérique. Des simulations stratigraphiques ont été effectuées en utilisant le logiciel DIONISOS, développé à l'IFP (Granjeon, 1997), à partir de contraintes basées sur les travaux de terrain. Cette approche permet de modéliser l'architecture des systèmes sédimentaires à l'échelle de la marge du golfe en prenant en compte à la fois le cadre tectonique, climatique et eustatique de la zone étudiée. Cette approche permet aussi de travailler à une échelle de plus haute résolution, et a été employée pour tenter de

caractériser les facteurs de contrôle des corps sédimentaires affleurant sur la marge sud du golfe de Corinthe.

Modélisation expérimentale du couple érosion-sédimentation : facteurs de contrôle et enregistrement des flux sédimentaires

La dernière étape de cette thèse consiste à développer une approche expérimentale afin d'identifier l'influence relative des facteurs de contrôle du flux sédimentaire dans l'enregistrement des corps sédimentaires. Un nouveau dispositif expérimental a été développé au sein du laboratoire Géosciences-Rennes (UMR 6118) de l'Université de Rennes I avec l'aide de J.-J. Kermarrec, sous la direction scientifique de S. Bonnet. Ce dispositif permet de réaliser des modélisations couplant l'érosion de reliefs soumis ou non à une surrection, et la sédimentation des produits érodés dans une zone subsidente ou non. Quatorze expériences, d'une durée moyenne de 45 heures, ont été réalisées afin d'étudier l'influence du flux sédimentaire, de la vitesse de surrection de la zone en érosion, de la vitesse de subsidence de la zone en sédimentation et de la pluviométrie sur l'architecture stratigraphique des corps sédimentaires.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en quatre chapitres principaux. Dans un premier chapitre, un état des connaissances est proposé sur les cônes alluviaux, leurs architectures et leurs facteurs de contrôle, ainsi que sur la notion de flux sédimentaire. Un second chapitre regroupe une synthèse sur le golfe de Corinthe et les trois articles qui exposent les résultats de ces travaux de thèse concernant l'étude de terrain. Un troisième chapitre est consacré à la restauration de l'architecture stratigraphique à l'aide de logiciel DIONISOS et à la quantification des flux sédimentaires. Un quatrième chapitre est consacré à l'approche expérimentale développée au cours de cette thèse. Une synthèse bibliographique thématique est proposée au début de chacun de ces chapitres, afin de replacer ces travaux dans leur contexte scientifique et de justifier les approches développées.

Enfin, une conclusion résume les avancées proposées par ces travaux de thèse et les perspectives qui en découlent, concernant le golfe de Corinthe et les relations entre flux sédimentaires et architecture stratigraphique.

I . Etat des connaissances

A la suite de la révolution qu'a apporté la stratigraphie séquentielle à la compréhension du remplissage des bassins sédimentaire, **trois paramètres ont été reconnus comme étant les facteurs de premier ordre du contrôle de l'architecture stratigraphiques des bassins siliciclastiques** (e.g. Jervey, 1988 ; Posamentier et al., 1988). Ces facteurs sont **l'eustatisme, la tectonique et le flux sédimentaire**. L'accommodation étant définie comme la combinaison de l'eustatisme et de la tectonique, la description des architectures stratigraphiques repose alors sur l'étude du rapport entre taux d'accommodation A et flux sédimentaire S (e.g. Jervey, 1988 ; Posamentier et al., 1988, van Wagoner et al., 1988).

La plupart des études ont cherché à quantifier dans un premier temps l'influence de l'accommodation sur l'architecture sédimentaire, puis ont très vite souligné l'importance du flux sédimentaire principalement à l'aide d'approches numériques (Kendall & Lerch, 1988 ; Christie-Blick et al., 1990 ; Pitman & Golovchenko, 1991 ; Posamentier & Allen, 1993 ; Steckler et al., 1993). La notion de **flux sédimentaire** est donc devenue cruciale depuis ces dernières années, mais **reste toujours difficile à caractériser et quantifier**.

Les cônes alluviaux (et fan deltas), sont particulièrement intéressants pour étudier les thématiques liées à l'architecture sédimentaire et au flux de sédiment pour plusieurs raisons :

- Les flux sédimentaires actuels sont traditionnellement étudiés en relation avec les paramètres de relief (pente, aire drainée...) et le climat, tout comme les cônes alluviaux,
- Les cônes alluviaux représentent une continuité depuis le bassin versant jusqu'au bassin sédimentaire, facilitant ainsi les bilans d'érosion-sédimentation, et donc la quantification des flux sédimentaires,
- Les cônes alluviaux sont très communs à l'heure actuelle et dans les temps géologiques, sous des conditions climatiques et des contextes tectoniques diversifiés, permettant d'explorer leur comportement et celui du flux sédimentaire sous une large gamme de conditions,
- Les cônes alluviaux ont fait l'objet de nombreuses études, et une large base de données est disponible dans la littérature (paramètre de forme, climat, processus sédimentaire...).

Cette synthèse bibliographique thématique tente donc de faire le point sur (1) le système sédimentaire du cône alluvial (et du fan delta), avant d'aborder (2) la notion de flux sédimentaire et de ses paramètres de contrôle.

I. 1. Cône alluvial et fan delta

I. 1. 1. Définition

Les définitions d'un cône alluvial (*Figure I-1*) sont nombreuses et font toutes références à une granulométrie, une géométrie et un contexte géomorphologique.

" An alluvial fan is a body of detrital sediments built up by a mountain stream at the base of a mountain front." (Blissenbach, 1954).

" Alluvial fan: a cone-shaped deposit of alluvium made by a stream where it turns out onto a level plain or meets a slower stream. The fans generally form where streams issue from mountains upon the lowland. " (Dictionary of Geological Terms, 1974).

" An alluvial fan is a mass of sediment deposited at a point along a river where there is a decrease in gradient, e.g. from a mountain to a plain. The mass is thickest at its point of origin, and thins rapidly in a downstream direction. In time adjacent fans may coalesce and extend for many kilometres away from the mountain front. Such an alluvial plain may be termed a bajada. " (Whitten & Brooks, 1972).

" Alluvial fan: a low, outspread, relatively flat to gently sloping mass of loose rock material, shaped like an open fan or a segment of a cone, deposited by a stream at the place where it issues from a narrow mountain valley upon a plain or broad valley, or where a tributary stream is near or at its junction with the main stream, or wherever a constriction in a valley abruptly ceases or the gradient of the stream suddenly decreases; it is steepest near the mouth of the valley where its apex points upstream, and it slopes gently and convexly outward with gradually decreasing gradient. " (Bates & Jackson, 1987)

" Alluvial fan: sediment usually laid fan-wise by a rapidly flowing stream as it enters an open valley. It is sometimes many miles across and a continuous plain made up of the fan deposits of several neighbouring streams is known as a Piedmont alluvial plain. " (Chambers Dictionary, 1984)

" the term alluvial fan may be used for any entirely nonmarine and nonlacustrine fluvial system whose channel network is distributary rather than contributory. Fans that prograde directly into a standing body of water are termed fan deltas or coastal alluvial fans. ... Alluvial fans and fan deltas are a sedimentary response to flow expansion at a basin margin. " (Miall, 1990)

Dans la suite de ce travail, la définition qui sera retenue sera celle basée sur les travaux de Drew (1873) et de Blair & McPherson (1994a) : **un cône alluvial est un corps qui présente une forme semi-conique composite se développant depuis un point source (exutoire ou apex) marquant la transition du bassin versant au système sédimentaire. Ce cône peut se développer à 180° depuis son apex avec une pente assez homogène. Les cônes alluviaux présentent une superficie comprise entre 1 et 18000 km², avec un profil transversal convexe et des pentes allant de 1° à 25°.**

Un cône alluvial qui prograde dans une étendue d'eau, marine ou lacustre, est appelé fan delta (Holmes, 1965 ; Mc Gowen, 1970). **Le fan delta présente donc toutes les caractéristiques du cône alluvial, avec, en plus, l'interaction dans sa partie distale de processus côtiers puis de processus sous-aquatiques.**

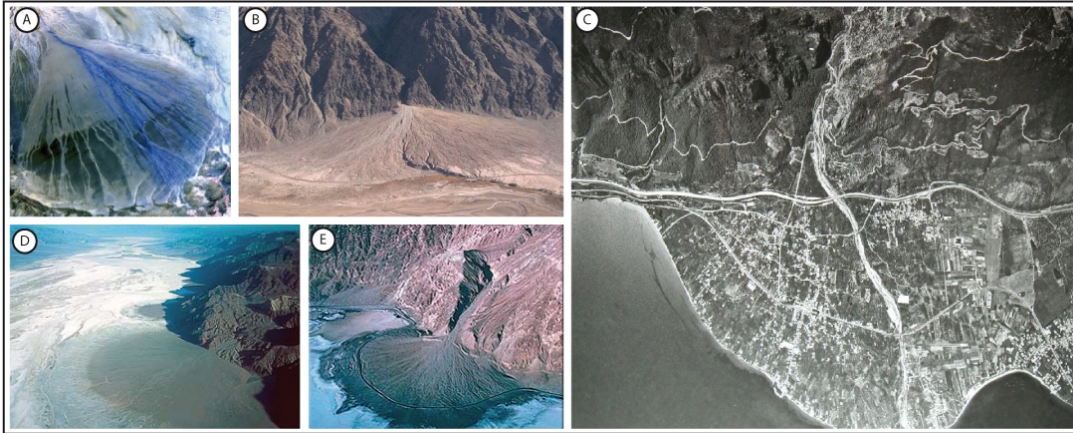


Figure I-1 : Exemples de cônes alluviaux et de fan deltas. A. Kosi fan (Inde) de plusieurs dizaines de kilomètres de large. B. Cône alluvial de la Death Valley (Californie) de quelques centaines de mètres de large. C. Fan delta de Diakofto (golfe de Corinthe) de 5 kilomètres de large. D. Black Mountain fan de 5 à 8 kilomètres de large (photo Marli Miller). E. Badwater fan (Death Valley, Californie) de quelques centaines de mètres de large.

I. 1. 2. Morphologies

De très nombreuses études ont cherché à établir une relation entre la morphologie des cônes alluviaux actuels (pente, surface) et les paramètres topographiques du bassin versant qui les alimentent (e.g. Bull, 1962 ; Harvey, 1989 ; Saito & Oguchi, 2005). Quelque soit le contexte climatique ou tectonique, la surface du cône alluvial (F) est reliée à l'aire de son bassin versant (A) par la relation en loi puissance positive (e.g. Bull, 1962, 1977 ; Denny, 1965 ; Kesel, 1985 ; Harvey, 1989 ; Silva et al., 1992, Whipple & Traylor, 1996 ; Allen & Hovius, 1998) :

$$F = mA^q$$

Avec F et A en km^2 , q étant une constante comprise entre 0,7 et 1,1 (Harvey, 1997) et m une constante variant en fonction du contexte climatique (Harvey, 1997), du contexte tectonique (Silva et al., 1992 ; Whipple & Traylor, 1996), de l'érodibilité du substrat du bassin versant (Hooke, 1968a ; Hooke & Rohrer, 1977 ; Leece, 1991) ou même encore de l'âge du cône alluvial (Hooke, 1968a). Cette constante m est très variable, de 0,1 (e.g. Harvey, 1997) à plus de 2,4 (e.g. Bull, 1964).

Quelque soit le contexte climatique, la pente du cône alluvial décroît lorsque la surface du cône croît (e.g. Drew, 1873 ; Bull, 1964 ; Hooke, 1968a ; Saito & Oguchi, 2005 ; *Figure I-2a*). La pente du cône alluvial (G) est reliée à l'aire de son bassin versant (A) par une loi puissance d'exposant négatif (Bull, 1962, 1977 ; Hooke, 1968a ; Kesel, 1985 ; Saito & Oguchi, 2005 ; *Figure I-2b*) :

$$G = aA^{-b}$$

Avec b une constante comprise entre 0,15 et 0,35 (Harvey, 1997) et a une constante comprise entre 0,03 et 0,17 dépendante des processus hydrauliques des écoulements, de la granulométrie et du contexte tectonique (Bull, 1961 ; Silva et al., 1992).

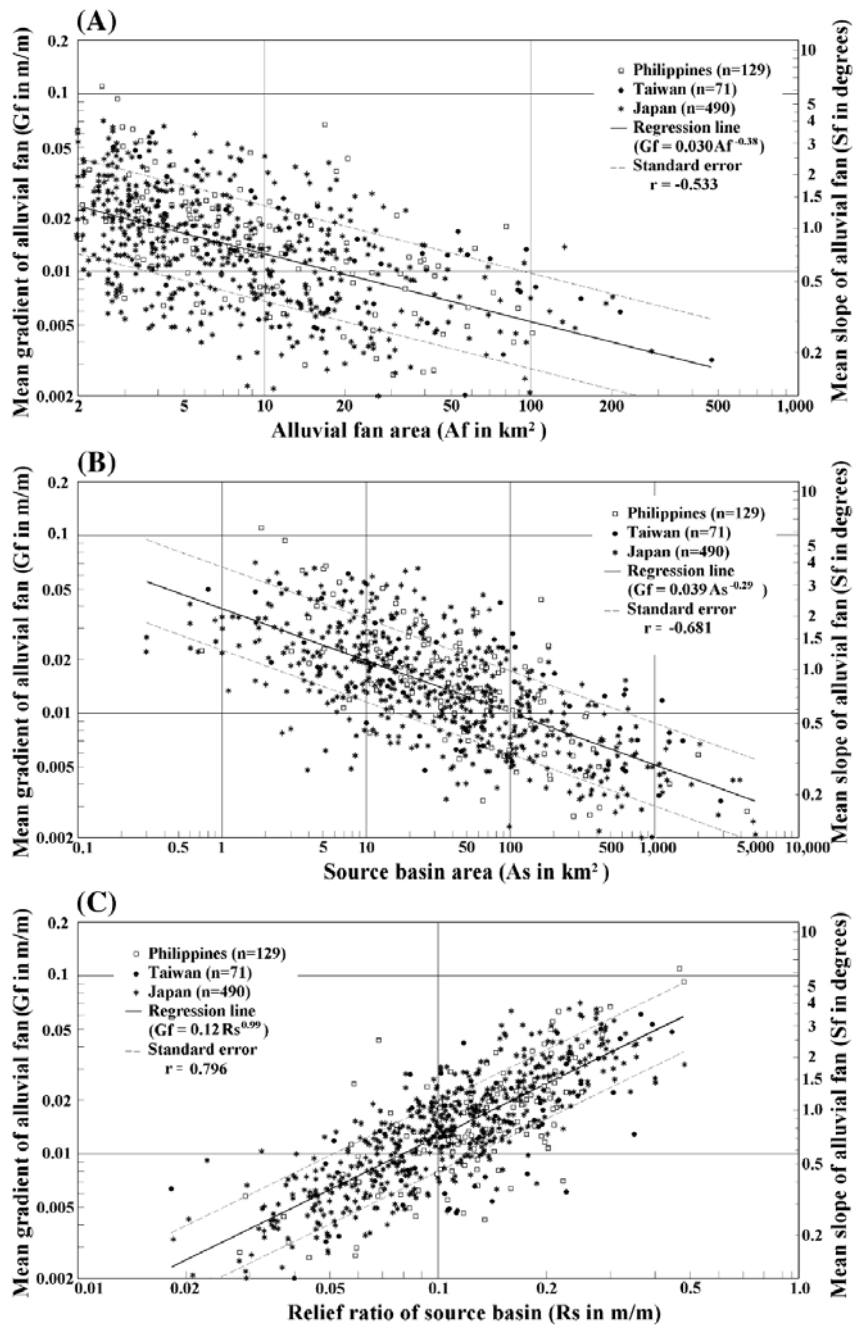


Figure I-2 : Relation entre la pente du cône et les paramètres morphologiques des cônes alluviaux au Japon, à Taiwan, et aux Philippines (Saito & Oguchi, 2005). A : logarithme du gradient moyen du cône en fonction du logarithme de la surface du cône montrant une corrélation négative. B : logarithme du gradient moyen du cône en fonction du logarithme de l'aire drainée de la zone source montrant une corrélation négative. C : logarithme du gradient moyen du cône en fonction du logarithme du ratio du relief du bassin versant (~pente) montrant une corrélation positive.

La pente est aussi reliée au relief du bassin versant (gradient moyen) par une loi puissance d'exposant positif (Saito & Oguchi, 2005 ; *Figure I-2c*).

Whipple & Trayler (1996) sont les seuls à avoir tenté de dimensionner les coefficients et les exposants de ces lois en fonction du contexte tectonique. Leur approche repose sur la conservation des masses entre la zone en érosion et la zone en dépôt et conclue à différentes formulations pour ces coefficients (dépendance à l'érodabilité, à la porosité de la roche, au taux de surrection, au taux de subsidence...) en fonction du type de bassin (graben, bassin d'avant-pays...). Cependant, ils se heurtent à un problème crucial qui est le temps de réponse et la caractérisation du comportement du système durant la période transitoire.

Toutes ces lois sont empiriques et aucune étude ne permet de parfaitement dimensionner les coefficients et les exposants de ces lois en fonction du contexte climatique, du contexte tectonique, de la lithologie et/ou de l'érodabilité du substrat du bassin versant. **Il n'existe en fait à l'heure actuelle, aucune loi universelle qui relie des paramètres du relief (aire, pente, lithologie) et les paramètres climatiques et tectoniques, avec les paramètres morphologiques (pente, aire, volume) des cônes alluviaux, et encore moins avec le flux sédimentaire.**

I. 1. 3. Processus de dépôt et faciès

Les recherches récentes sur les cônes alluviaux quaternaires visent à établir une relation entre morphologie et processus de dépôts, en rupture avec les premières études morphologiques, de nature principalement descriptives (e.g. Denny, 1965 ; Hooke, 1967, 1968a, Bull, 1977). La principale thématique qui a attiré l'attention ces dernières années concerne la relation entre les facteurs de contrôle des cônes alluviaux (aire drainée, tectonique, évolution géomorphologique à long terme, climat, niveau de base) et le style morphologique et sédimentaire des cônes (Silva et al., 1992 ; Calvache et al., 1997 ; Harvey et al., 1999a ; Harvey, 2002 ; Viseras et al., 2003). Il est admis depuis longtemps que le facteur de contrôle lié aux **caractéristiques du bassin versant (aire drainée, relief, lithologie) contrôle l'apport d'eau et de sédiment et par conséquent les processus sédimentaires et la morphologie du cône**. Malgré ces nombreuses études aussi bien qualitatives que quantitatives, **il n'existe pas à l'heure actuelle de loi empirique mettant en relation le flux d'eau, la taille du bassin versant, la forme du relief avec la nature des processus sédimentaires et les morphologies associées aux cônes alluviaux**. Orton & Reading (1993) proposent une synthèse de ces paramètres pour l'ensemble des systèmes deltaïques, incluant les cônes alluviaux et fan deltas (*Figure I-3*). Cette base de données permet d'établir des plages de valeurs possibles reliant le contexte climatique, le contexte géomorphologique, le flux d'eau, la charge sédimentaire etc... (*Figure I-3*). Par exemple, **plus l'aire du bassin versant est grande, plus la granulométrie des sédiments déposés par les écoulements est fine. De même, plus l'aire du bassin versant est grande, plus la concentration (rapport entre flux de sédiment et flux d'eau) est faible** (*Figure I-3*).

L'ensemble des auteurs s'accordent à identifier deux ordres de processus sédimentaires sur les cônes alluviaux : **les processus primaires qui construisent le corps sédimentaire** et entretiennent son développement, et **les processus secondaires qui redistribuent les sédiments** et modifient les morphologies du cône alluvial (e.g. Blair, 1985 ; Blair & McPherson, 1994b).

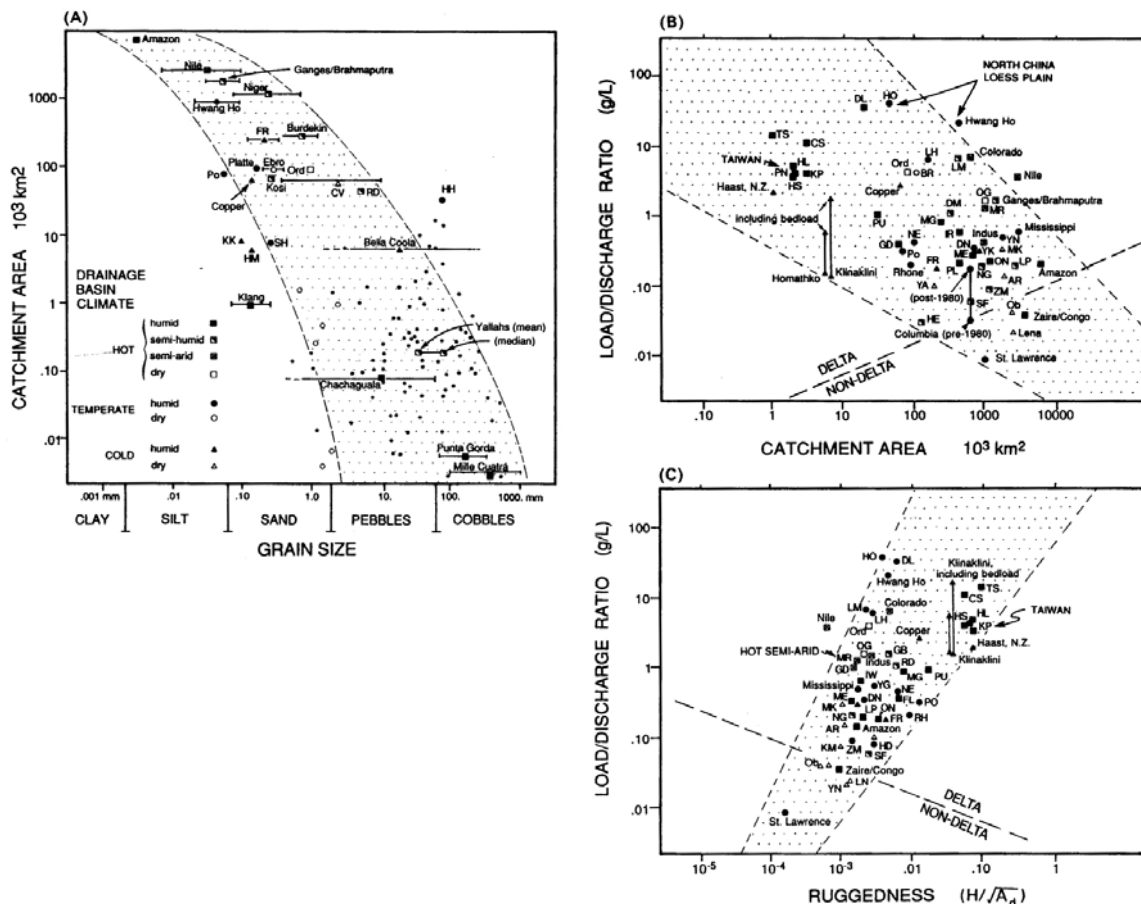


Figure I-3 : Relations entre flux sédimentaire (charge sédimentaire) et quelques paramètres caractéristiques des bassins versants pour l'ensemble des systèmes deltaïques (Orton & Reading, 1993). A. aire drainée en fonction de la granulométrie. B. ratio de la charge transporté sur le flux d'eau en fonction de l'aire drainée. C. ratio de la charge transportée sur le flux d'eau en fonction de la rugosité du relief (différentiel d'altitude divisé par la racine carrée de l'aire drainée)

Les principaux processus primaires qui alimentent le cône alluvial en sédiment sont (e.g. Blair & McPherson, 1994a, 1994b ; Harvey & Wells, 1994) :

- **Les avalanches et chutes de pierre (rock-fall, rock slide, rock-avalanche).** Ils résultent du démantèlement du bassin versant lié principalement à une instabilité gravitaire. Les dépôts sont très grossiers (> graviers) et très anguleux. Les distances de transport sont réduites et ces dépôts s'accumulent généralement au pied des reliefs.
- **Les écoulements de débris (debris flows).** Ils résultent principalement du démantèlement de colluvions préalablement déposés dans le bassin versant (Blair & McPherson, 1994a). Les écoulements de débris sont laminaires et se déplacent sous l'action des forces de gravité. Les dépôts d'écoulements de débris ($e = 0,01$ à 1 m) sont grossiers, et présentent un granoclassement croissant en zone proximal et sont massifs en zone distale (e.g. Wells & Harvey, 1987 ; Figure I-4). Ils présentent aussi un granoclassement croissant selon la

direction de l'écoulement. La tête de l'écoulement de débris est enrichie en fraction grossière (*Figure I-4*). Lors de la mise en place de ces dépôts, l'écoulement se décharge latéralement pour former des « levées » (*breach levee*). La limite entre ces levées et l'écoulement de débris est curviligne, respectant la direction de l'écoulement (*Figure I-4*). La mise en place des écoulements de débris est généralement suivie d'une période de lessivage et d'érosion sous l'action de processus secondaires comme le ruissellement (Blair & McPherson, 1994a). Ces dépôts sont principalement localisés à proximité de l'apex du cône.

- **Les écoulements en nappe (*sheetflood*).** Ils résultent principalement de phénomènes catastrophiques liés à de fortes précipitations. Les flux d'eau à la surface du cône peuvent varier de moins de 100 m³/s en contexte aride à plus de 10000 m³/s en contexte humide (Orton & Reading, 1993). Ces écoulements ne sont pas confinés et l'expansion rapide de l'écoulement à la surface du cône engendre son atténuation et le dépôt des éléments transportés (Bull, 1972, Blair, 1985, French, 1987). Ces écoulements sont principalement supercritiques (Froude > 1) en raison des fortes pentes (Blair, 1985, 1987). Les dépôts des écoulements en nappe sont grossiers et peuvent présenter des imbrications, des laminations obliques faiblement pentées et même des granoclassements décroissants. Ils sont généralement organisés en bancs tabulaires. Ces dépôts sont en proportion les plus importants dans la construction des cônes alluviaux (e.g. Blair & McPherson, 1994a).
- **Les écoulements chenalisés (*stream flow*).** Ces écoulements se développent à la surface des cônes qui sont alimentées par un flux d'eau quasi-continu (e.g. Galloway & Hobday, 1996). Ces écoulements peuvent présenter la large gamme de processus sédimentaires des systèmes fluviaux : accrétions latérales, barres fluviales et systèmes en tresse. L'apex du cône est généralement incisé et la majorité des dépôts transite jusque dans les parties distales du cône. Les dépôts montrent un granoclassement décroissant selon la direction de l'écoulement.

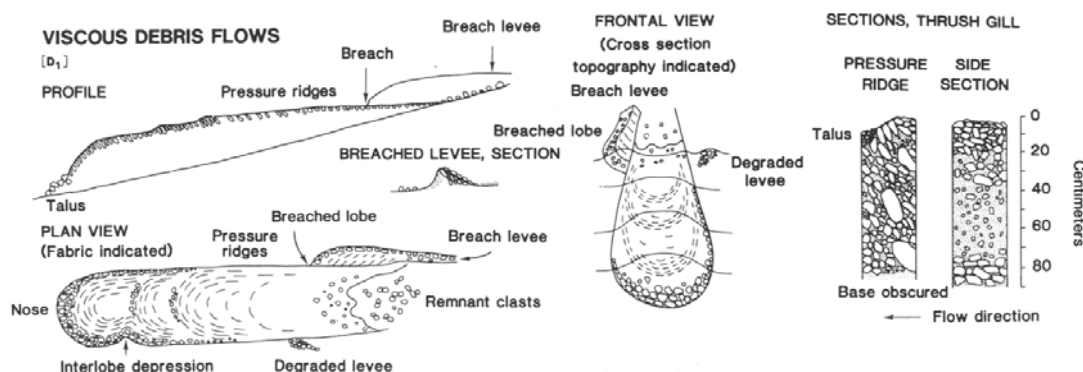


Figure I-4 : Structures sédimentaires et géomorphologiques des écoulements de débris de Wells & Harvey (1987).

I. 1. 4. Classifications

I. 1. 4. 1) Les cônes alluviaux

Ce sont les études de Smith (1754), de Saussure (1779, 1784, 1796), de Surrell (1841, 1870) et de Drew (1873) qui ont permis d'établir en premier lieu les caractéristiques distinctives des cônes alluviaux, par rapport aux systèmes de rivières ou aux deltas. Le lecteur est invité à consulter l'article de Blair & McPherson (1994a) pour une description complète de ces critères, dont je ne citerai ici que les principaux : (1) de fortes pentes organisées selon une forme concave, (2) la transition brutale entre des écoulements confinés dans les vallées et une large zone où les écoulements sont en expansion, (3) des écoulements divergents, (4), un caractère ponctuel et catastrophique des écoulements.

A l'heure actuelle, deux grandes classifications des cônes alluviaux font référence dans la littérature.

La classification de Blair & McPherson (1994a) repose sur les critères spécifiques précédemment décrits, en soulignant l'importance de la décroissance de la hauteur de l'écoulement avec la distance à l'exutoire. Elle suppose que les cônes alluviaux sont de petits corps, dominés par des écoulements hyper-concentrés. Blair & McPherson (1994a) distinguent alors des cônes alluviaux de type I, qui sont dominés par des écoulements de débris, et des cônes de type II, qui sont dominés par des écoulements en nappe. Blair & McPherson (1994a) proposent une rupture nette ("*slope gap*") entre cône alluvial et système de rivière basée sur la pente du système et sur les caractéristiques hydrauliques des écoulements. Les larges systèmes comme le Kosi megafan ou l'Okavango megafan, ne sont donc pas considérés comme des cônes alluviaux. Ce concept de "*slope gap*" entre cône alluvial et gradient de rivière a été largement remis en question (Kim, 1995; McCarthy & Candle, 1995; Harvey, 2002; Saito & Oguchi, 2005), laissant place à d'autres classifications.

La classification de Galloway & Hobday (1996), rejoint globalement celle de Stanistreet & McCarthy (1993). A la différence de celle de Blair & McPherson (1994a), ces classifications sont moins restrictives car elles reposent sur des critères géomorphologiques généraux (forme radiale convexe, pente, relief en amont) plutôt que sur des processus hydrauliques distinctifs. La classification de Galloway & Hobday (1996) illustre un continuum de processus sédimentaires depuis les petits cônes dominés par les écoulements de débris, caractéristiques de contexte à fort relief et de zone paraglacière (e.g. Brazier et al., 1988; Ryder, 1971), jusqu'aux très larges cônes dominés par les processus fluviaux comme le Kosi megafan en Inde (Gohain & Parkash, 1990). Trois pôles constituent cette classification : des cônes dominés par des écoulements de débris, des cônes dominés par des écoulements en nappes, qui sont tous deux communs avec la classification de Blair & McPherson (1994a), des cônes dominés par des écoulements chenalisés. Cette classification est plus facile à utiliser pour les études de bassins que celle de Blair & McPherson (1994a), et sera donc **celle prise comme référence au cours de ce travail** (Figure I-5).

- **Les cônes dominés par les écoulements de débris.** Ces cônes sont petits (surface entre 1 et 400 km²), très pentés (moy. 5 à 15°), très grossiers (galets à blocs) et présentent un couvert végétal très restreint. Ils se développent préférentiellement en contexte aride.
- **Les cônes dominés par les écoulements en nappe.** Ces cônes sont de taille moyenne (quelques km à 5000 km²), présentent une pente intermédiaire (moy. 2 à 8°) et une granulométrie intermédiaire (blocs à sables). Ils se développent préférentiellement en contexte aride.
- **Les cônes dominés par les écoulements chenalisés.** Ces cônes présentent des surfaces allant de quelques kilomètres carrés à plus de 18000 km², dans le cas de l'Okavango. Ils sont très peu pentés (<2°) et dominés par des granulométries fines (sable, silt, argile). Le couvert végétal est très important. Ils se développent préférentiellement en contexte humide.

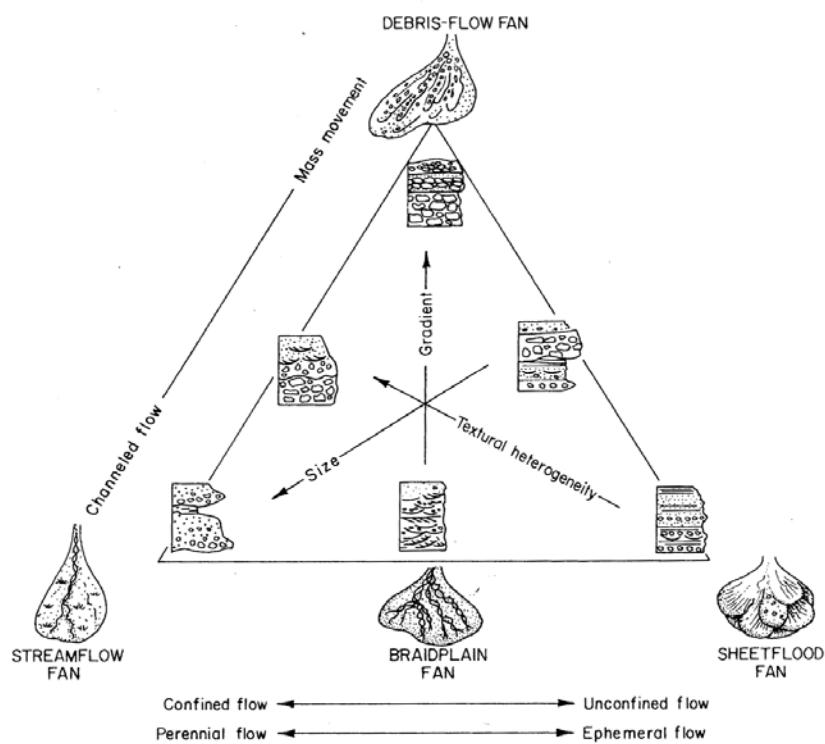











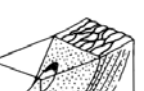


Figure I-5 : Classification des systèmes de cônes alluviaux (Galloway & Hobday, 1996)

I. 1. 4. 2) Les fan deltas

Le terme « fan delta » est utilisé pour les cônes alluviaux qui progradent dans une étendue d'eau. Aucune classification ne combine à l'heure actuelle les critères distinctifs des cônes alluviaux comme défini ci-dessus, et ceux des deltas pour proposer une vision complète des systèmes de cônes alluviaux et fan deltas. En fait, il persiste des problèmes de terminologies entre cônes alluviaux, plaine en tresse (*braid plain*), rivière en tresse (*braided river*), delta (*river delta*) et fan delta (Nemec, 1990 ; Blair & McPherson, 1994a). Ces problèmes dépassent largement les objectifs de cette thèse, aussi, nous nous contenterons de trouver une classification de référence qui puisse être utilisée dans la suite de ce travail.

Les deltas, au sens Mississippi (*river delta*), sont généralement classés en fonction du régime énergétique dominant les processus côtiers, avec un pôle dominé fluvial, un pôle dominé houle et un pôle dominé marée (Galloway, 1975). Ces deltas se distinguent des fan deltas principalement par leur taille. A l'heure actuelle, c'est probablement la **classification de Postma (1990)** qui permet de représenter le mieux les fan deltas parmi l'ensemble des systèmes deltaïques (Figure I-6). Cette classification ne prend pas en compte l'influence des processus côtiers comme celle de Galloway (1975). Elle repose sur une distinction au premier ordre de (1) la nature du bassin versant (lithologie, relief) et du système alluvial associé, (2) de la profondeur et de la morphologie du bassin et (3) de la capacité de transport dans la zone subaérienne. Les Gilbert-type fan deltas (n°5 et 6 sur la Figure I-6) se différencient alors des Mouth-bar-type fan deltas (n°11 et 12 sur la Figure I-6) sur les critères reliés (1) au relief du

bassin versant, (2) à la granulométrie et (3) à la capacité de transport. Cette classification sera prise comme référence au cours de ce travail.

Feeder system	Type A	Type B	Type C	Type D		
SHALLOW WATER DELTAS	HJULSTRÖM - TYPE		MOUTH BAR-TYPE			
	 Shoal-water profile				 Shoal-water profile	
	 'Classic' Gilbert-type				 Gilbert-type profile	
	GILBERT-TYPE					
DEEP WATER DELTAS	 Debris cones	 Gravitationally modified Gilbert-type	 Delta-fed submarine ramp system	 Delta-fed thalweg and lobe system		

	A	B	C	D								
	Shallow-water delta			Shallow-water delta with								
	Shoal-water-type delta	Gilbert-type delta	Deep-water delta	shoal-water profile	Gilbert-type profile	Deep-water delta						
Physiographic setting	Faultblock, mountain fronts, fjord margins, volcanic highlands. Very steep gradient enhanced by ephemeral discharges			Fluvio-glacial outwash, steep gradient braidplains, and braided rivers. Also common near mountain fronts, etc. in wet climate			Moderate gradient, commonly vegetated braidplains and braided rivers			Low gradient, commonly vegetated coastal plains and meandering rivers with well-developed levees		
Delta plain processes	Landslides, mass flows, unconfined stream flow			Poorly confined and unconfined stream flow; bulk sediment transport during floods			Mainly confined stream flow; relatively stable channels; channel splitting at the delta front through small mouth bars			Confined stream flow; stable channels which shift by avulsion upstream; large mouth-bar systems		
Delta-front processes	Land-derived mass flow; hyperpycnal flows bypassing delta front; bedload deposition.			Bedload deposition; hyperpycnal flow during river floods; rare land-derived mass flow			Bedload deposition at the outlet; mud in interdistributary embayments;			Bedload deposition at the outlet; mud in interdistributary bays;		
Prodelta processes	Land- and slope-derived mass flow; density currents; hemipelagic sedimentation			Density currents: hemipelagic sedimentation; rare land-derived and common slope-derived mass flow			Hemipelagic sedimentation density currents			Hemipelagic sedimentation; density currents		
							Land/slope derived turbidity currents			Land/slope derived turbidity currents		
Delta geometry and size	Few km ² , lenticular to wedge-shaped			Few to tens of km ² , planar to wedge-shaped			Tens to hundreds km ² Planar to wedge shaped			Hundreds to thousands km ² large lens-shaped sandbodies		
Grain size distribution	Poorly sorted; boulders and cobbles common			Moderate to poorly sorted; pebbles common; rare cobbles and boulders			Moderately sorted, sand and pebbles; rare cobbles			Moderately to well sorted sand and mud; rare pebbles		

Figure I-6 : Classification et caractéristiques générales des principaux types de deltas (Postma, 1990)

I. 1. 5. Modèles de dépôt

Les modèles de dépôts des cônes alluviaux doivent dépendre du type de cône alluvial, cependant, dans la littérature, comme cela a déjà été souligné, il n'existe pas de profil de dépôt pour chacun des pôles de la classification de Galloway & Hobday (1996). Dans la majorité des études sur les cônes anciens, le modèle de dépôts utilisé pour les cônes alluviaux correspond à un cône alluvial dominé par les écoulements chenalisés. Les cônes alluviaux dominés par les écoulements de débris ou par les écoulements en nappe sont généralement considérés comme la partie proximale du cône alluvial (e.g. McGowen & Groat, 1971).

Les modèles de dépôts des fan deltas identifient généralement (1) le cône alluvial (*sensu stricto*), (2) une zone de transition correspondant à la zone littorale et (3) une zone sous-aquatique lorsque le corps prograde dans une étendue d'eau (fan delta). Deux grands modèles de dépôts ressortent dans la littérature : le Shelf-type fan delta et le Gilbert-type fan delta (*Figure I-7, Figure I-8*) (Ethridge & Wescott, 1984), qui correspondent respectivement au *Shallow water delta* et au *Deep water delta* de Postma (1990). Une variante appelée « Slope-type fan delta » est aussi décrite pour des exemples très isolés (Wescott & Ethridge, 1980, 1982).

La partie subaérienne du **Shelf-type fan delta** (*Figure I-7*) peut être subdivisée en trois zones : (1) une proximale (*proximal fan delta*) où le processus dominant est lié à des écoulements chenalisés, combiné à des écoulements en nappe et à des écoulements de débris, (2) une zone moyenne (*mid fan delta*) où les processus dominants sont sensiblement les mêmes que précédemment avec en plus des évidences d'écoulements chenalisés tractifs et (3) une zone distale où les processus dominants sont liés à des écoulements chenalisés tractifs (*distal fan delta*) (e.g. McGowen & Groat, 1971 ; Wescott & Ethridge, 1990). La zone de transition du Shelf-type fan delta présente généralement des évidences de remaniement par des processus secondaires comme les courants de marée ou l'influence de la houle. Enfin, la zone sous-aquatique (*prodelta – shelf*) va être caractérisée par des processus liés à des crues, des courants de gravité voire des courants turbiditiques ainsi que par des processus de décantation.

Le profil de dépôt du **Gilbert-type fan delta** (*Figure I-8*) peut être subdivisé en quatre zones : la tripartie topset – foreset – bottomset et le bassin (Gilbert, 1885). Les topsets correspondent à la zone subaérienne (équivalente à celle du Shelf-type fan delta) qui se prolonge jusqu'à la zone de transition où les vagues et la marée peuvent s'exprimer (e.g. Massari & Collela, 1988, Horton & Schmitt, 1996). La particularité du profil de dépôt des Gilbert-type fan deltas réside dans le développement des foresets qui peuvent dépasser 25° de pente. Ces foresets enregistrent une large gamme de processus depuis des courants de turbidité, des courants d'avalanche jusqu'aux écoulements de débris ou en masse (e.g. Collela, 1988 ; Ferentinos et al., 1988 ; Prior & Bornhold, 1990). L'angle des foresets correspond généralement à l'angle de repos par rapport à la granulométrie et à la vitesse de l'écoulement. Une seconde rupture de pente existe dans le profil de dépôt du Gilbert-type fan delta entre les foresets et les bottomsets (*Figure I-8*). Cette zone de transition correspond à un ressaut hydraulique qui va engendrer le dépôt des fractions les plus grossières et la mise en suspension des fractions les plus fines (e.g. Postma & Roep, 1985 ; Postma et al., 1988). Les bottomsets présentent une alternance d'indices de transit et de décélération des écoulements. La partie distale du profil de dépôt (*prodelta*) correspond au bassin qui est principalement caractérisé par des processus de décantation alternant avec des écoulements turbiditiques et gravitaires (e.g. Surlyk, 1978 ; Postma & Roep, 1985 ; Ferentinos et al., 1988 ; Chough et al., 1990).

Ces deux modèles de dépôts, qui sont largement utilisés, ne rendent cependant pas compte de la diversité des processus et des gammes de cônes alluviaux. Il n'existe pas de modèle de dépôt type de fan delta pour un cône alluvial dominé par des processus d'écoulement de débris, ou pour un cône alluvial dominé par des écoulements en nappe. A l'heure actuelle, le défi reste de développer des modèles sédimentologiques basés sur les cônes quaternaires. Cependant, étant donné le particularisme de la période quaternaire (climat, relief, taux d'érosion), on peut se demander si la transposition des observations « actualistes » vers les cônes anciens est possible, et par conséquent s'il est possible de

proposer un modèle de dépôt de fan delta pour chacun des pôles de la classification de Galloway & Hobday (1996).

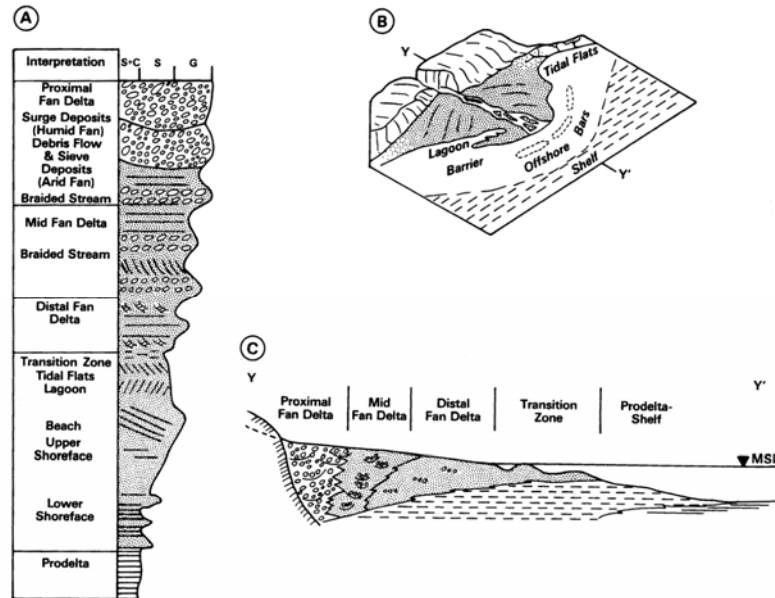


Figure I-7 : Modèle de dépôt du Shelf-type fan delta (Wescott & Ethridge, 1990). A. Séquence progradante. B. Bloc 3D. C. Profil de dépôt établi à partir des exemples d'Alaska et de Pennsylvanie (e.g. Galloway, 1976 ; Boothroyd, 1976, Brown, 1979)

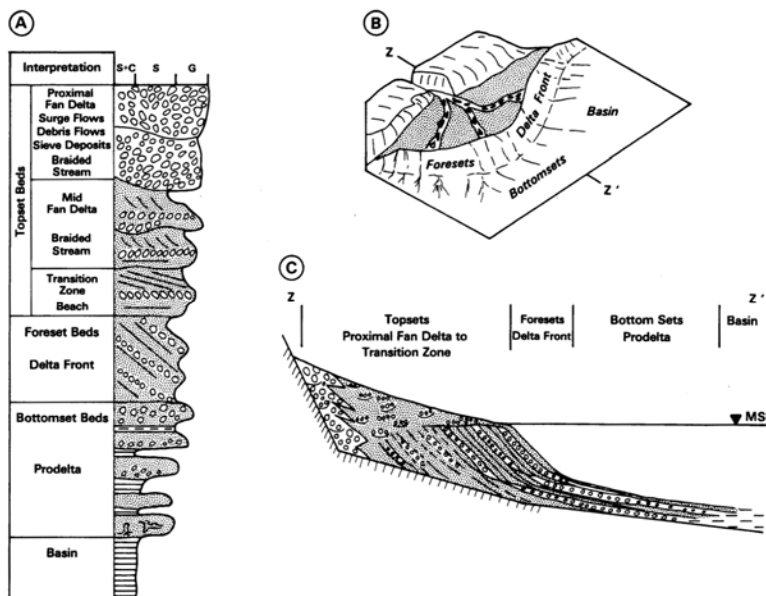


Figure I-8 : Modèle de dépôt du Gilbert-type fan delta (Wescott & Ethridge, 1990). A. Séquence progradante. B. Bloc 3D. C. Profil de dépôt (Gilbert, 1885; Dunne & Hempton, 1984 ; Postma & Roep, 1985)

I. 1. 6. Géométries élémentaires et architecture stratigraphique

A l'échelle du remplissage d'un bassin sédimentaire, les cônes alluviaux anciens présentent souvent une organisation binaire avec une séquence granocroissante et une séquence granodécroissante (e.g. Heward, 1978 ; Gloppen & Steel, 1981 ; DeCelles et al., 1991 ; *Figure I-9*). Cette organisation type est rencontrée dans les faciès éocènes de l'Utah-Wyoming (Crews & Ethridge, 1993). La séquence globale renferme un terme basal granocroissant de 400 m puis un terme granodécroissant de 250 m. Des séquences granocroissantes secondaires de 10 à 100 m se développent à l'intérieur des grands ensembles (e.g. Ori, 1982 ; *Figure I-9*), traduisant la progradation de cônes secondaires et/ou l'avulsion du cône. Cette organisation est aussi retrouvée dans la Culter Formation au Wyoming, dans le Dévonien du bassin de Hornelen de Norvège (cône alluvial de 25 km d'épaisseur) (Gloppen & Steel, 1981 ; *Figure I-9*), ou encore dans les Little Muddy Creek Conglomerates au Wyoming (Pivnik, 1990).

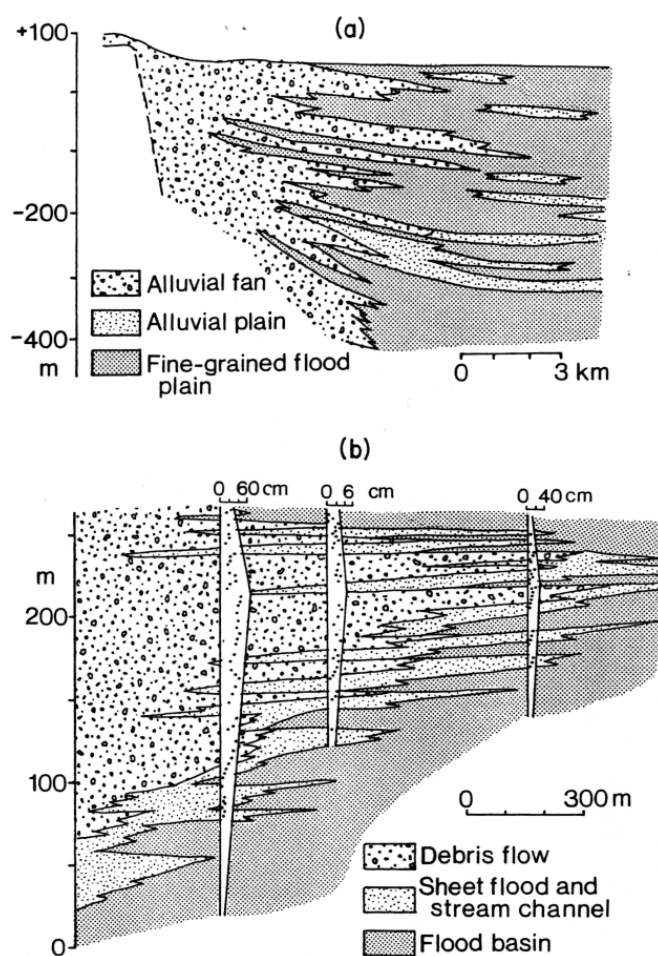


Figure I-9 : (a) : Coupes et corrélations à travers les cônes alluviaux pléistocènes du bassin de la vallée du Po (Italie) (Ori, 1982). (b) : Coupes et corrélations à travers les cônes alluviaux du bassin de Hornelen (Norvège) (Gloppen & Steel, 1981) (Fraser & DeCelles, 1992).

A l'échelle de la **séquence de dépôt**, ou même de l'**événement de dépôts**, les cônes alluviaux peuvent s'organiser selon trois grands modes géomorphologiques (e.g. Schumm et al., 1987 ; DeCelles et al., 1991). Un premier mode où le cône est en expansion (*dispersion*) et aggrade au pied du relief (*Figure I-10*). L'ensemble de la surface du cône est active et soumise à différents types d'écoulement. Certains écoulements sont chenalisés et présentent des caractères tractifs, alors que d'autres ne sont pas chenalisés et s'épandent sur toute la surface du cône. Un deuxième mode, caractérisé par une chenalisation des écoulements et le développement d'incisions qui remontent en direction de l'exutoire par érosion régressive (*entrenchment*) (*Figure I-10*). La partie proximale du cône est en érosion et en transit, alors que des lobes se développent en partie distale du cône et migrent en direction du bassin. Et enfin, un dernier mode durant lequel les figures en érosion précédemment développées sont drapées, alors que le cône rétrograde dans son ensemble (*backfilling*) (*Figure I-10*). Ces différents modes géomorphologiques peuvent se succéder dans le temps, traduisant une adaptation du cône alluvial à des **facteurs de contrôle externes (allocycliques)** ou même **internes (autocycliques)** (e.g. Schumm et al., 1987 ; Decelles et al., 1991 ; Fraser & DeCelles, 1992).

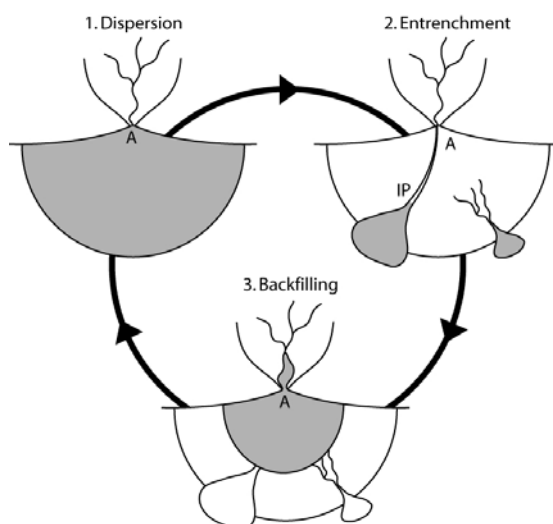


Figure I-10 : Représentation schématique des principales étapes géomorphologiques des cônes alluviaux : dispersion (expansion du cône), entrenchment (incision et progradation de lobes) et backfilling (drapage et migration vers le bassin versant du dépôt centre). Les zones grisées correspondent aux zones actives du cône. IP : point d'intersection correspondant à la limite entre érosion et dépôt, A : apex (modifié de Schumm et al. (1987) et DeCelles et al. (1991)).

Ces **phénomènes autocycliques** correspondent à des incisions, des remplissages, des migrations, des pulses sédimentaires qui contrôlent profondément le développement du cône en introduisant une cyclicité de haute fréquence (1 à 100 m) (Denny, 1965 ; Hooke, 1967 ; Heward, 1978 ; Schumm et al., 1987 ; DeCelles et al., 1991 ; Fraser & DeCelles, 1992). Le dépôt de sédiments en partie proximale du cône induit une augmentation de la pente locale qui permet l'accélération et l'incision de l'écoulement en partie amont. Les sédiments transitent sur la partie médiane pour former des cônes grossiers en partie distale. La réduction du gradient topographique en partie distale va ensuite engendrer des incisions dans les parties amont. Ces cycles d'actions - rétroactions vont ainsi contrôler l'agencement séquentiel du cône alluvial (e.g. Blair, 1987). L'aggradation de lobe sur la surface du cône ou l'avulsion de chenal peut provoquer une réorganisation des zones actives du cône et ainsi individualiser des zones qui vont être soumises à la

pédogenèse et à l'altération (Wright & Alonso Zarza, 1990). Fraser & DeCelles (1992) suggèrent que le développement de ces processus autocycliques traduisent un équilibre dynamique. Dans l'histoire de l'évolution du couple bassin versant + cône, cet équilibre dynamique interviendrait lorsque le relief atteindrait son paroxysme et que le flux sédimentaire serait maximum.

L'approche numérique développée par Carretier & Lucazeau (2005) qui simule l'évolution couplée du bassin versant et du cône alluvial, montre que la nature des écoulements est un paramètre de contrôle important de ces phénomènes autocycliques (Figure I-11). En effet, pour des cônes dominés par des écoulements en nappe (*sheet flood*), Carretier & Lucazeau (2005) montrent que l'apex du cône évolue de manière exponentielle en réponse à une surrection constante, sans présenter de fluctuation à forte fréquence. Dans le cas des cônes dominés par des écoulements chenalisés (*stream flow = channelized flow*), l'apex du cône présente la même évolution à long terme sur laquelle se surimpose une cyclicité haute fréquence (amplitude de 10% de l'altitude de l'apex).

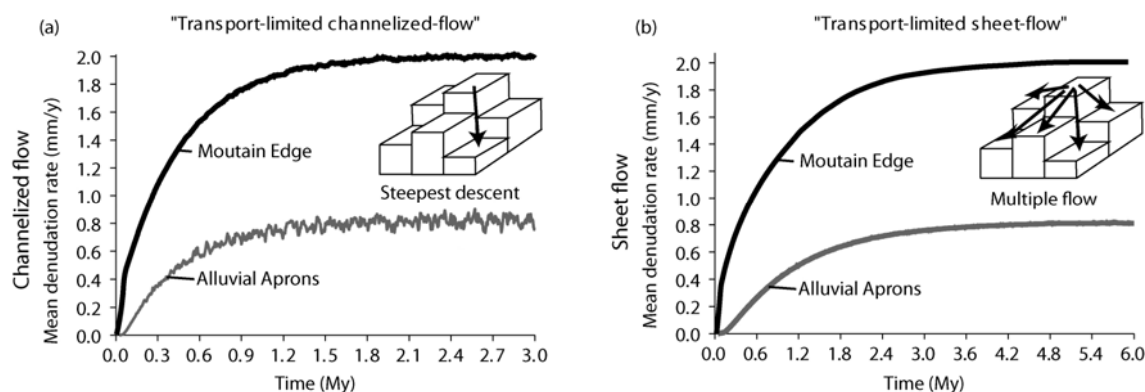


Figure I-11 : Comparaison de l'évolution des taux de dénudation entre (a) les modèles en transport limité et écoulement chenalisés et (b) les modèles en transport limité et écoulement en nappe. Le taux de dénudation croît en réponse à un taux de surrection constant de 2 mm/yr et un taux de pluviométrie constant de 1 m/yr. La ligne noire correspond au taux de dénudation moyen pour le bassin versant. La ligne grise correspond au taux de dénudation moyen pour l'apex du cône.

I. 1. 7. Cônes alluviaux et architecture stratigraphique des rifts continentaux

La majorité des rifts continentaux, ayant des âges et des contextes géodynamiques différents, présente une architecture stratigraphique très similaire (e.g. Lambiase, 1991; Schlische & Olsen, 1990; Prosser, 1993; Gawthorpe & Leeder, 2000). Le remplissage se subdivise généralement en trois grands ensembles (*Tableau I-1*): (1) des dépôts fluviaux associés à des bassins assez larges (*Rift Initiation*), qui sont surmontés très souvent de manière abrupte par (2) des dépôts lacustres témoignant d'environnements profonds (*Rift Climax*), qui sont eux-mêmes surmontés par (3) des dépôts fluvio-lacustres organisés en séquence progradante traduisant un comblement du bassin. La partie finale du remplissage correspond généralement à des dépôts en relation avec la surrection et l'érosion de la marge du rift.

Basin	Location	Age	Stratigraphic succession
Keweenaw	USA/Canada	Precambrian	Fluvial - lacustrine - fluvial
Morondava	Madagascar	Permian - Triassic	Fluvio-deltaic - deep lacustrine - fluvio-deltaic - fluvial
Mombasa	Kenya	Permian - Triassic	Lacustrine - fluvio-deltaic
Deep River	Eastern USA	Triassic	Fluvial - lacustrine - fluvial
Dan River	Eastern USA	Triassic	Fluvial - deep lacustrine - shallow lacustrine/fluvial
Richmond	Eastern USA	Triassic	Fluvial - deep lacustrine - shallow lacustrine - fluvial
Culpeper*	Eastern USA	Triassic - Jurassic	Fluvial - lacustrine - fluvio-lacustrine ; deep lacustrine
Gettysburg	Eastern USA	Triassic - Jurassic	Fluvial - lacustrine
Newark*	Eastern USA	Triassic - Jurassic	Fluvial - deep lacustrine - shallow lacustrine/fluvial ; deep lacustrine - shallow lacustrine
Hartford/Deerfield	Eastern USA	Triassic - Jurassic	Fluvial - deep lacustrine - shallow lacustrine - fluvial
Fundy*	Eastern Canada	Triassic - Jurassic	Fluvial - lacustrine - shallow lacustrine ; deep lacustrine - shallow lacustrine
Reconcavo	Brazil	Cretaceous	Deep lacustrine - deltaic - fluvial
West African*	Gabon/Angola	Cretaceous	Fluvial - deep lacustrine - deltaic ; shallow lacustrine - deltaic
Sudan*	Southern Sudan	Cretaceous	Fluvio-lacustrine - deep lacustrine - fluvial ; lacustrine - deltaic - fluvial
Central Sumatra	Sumatra	Paleogene	Shallow lacustrine - deep lacustrine - fluvio-deltaic

Tableau I-1 : Successions stratigraphiques syn-rift de bassins extensifs continentaux (modifié de Schlische & Olsen, 1990 ; Lambiase, 1991). * indique les bassins avec plusieurs cycles tectoniques (Lambiase, 1991)

Cette architecture stratigraphique type correspond à une évolution spatio-temporelle du ratio entre accommodation (A) et flux sédimentaire (S) (e.g. Schlische & Olsen, 1990 ; Carroll & Bohacs, 1999). Ces changements d'environnement de dépôts ont principalement été expliqués en liaison avec des variations du taux de subsidence (e.g. Lambiase, 1991), bien que les approches numériques aient montré que les deux premiers termes de cette succession stratigraphique type peuvent être restaurés sous des taux de subsidence et de flux sédimentaire constants (Olsen & Schlische, 1988a, 1988b ; Schlische & Olsen 1990). Le dernier terme de cette succession nécessite généralement une chute du taux de subsidence, qui est ensuite suivie d'une surrection (e.g. Cowie & Scholz, 1992 ; Contreras et al., 1997).

Des modèles reliant évolution paléoenvironnementale et évolution structurale des rifts illustrent cette évolution spatio-temporelle de la relation entre accommodation (A) et flux sédimentaire (S) (e.g. Leeder & Gawthorpe, 1987 ; Gawthorpe & Leeder, 2000 ; *Figure I-12*), en prenant parfois en compte le contexte climatique comme facteur de contrôle prédominant pour les modèles de dépôt (Perlmutter & Matthews, 1990). Les cônes alluviaux vont se développer tout au long de l'histoire du rift, avec une tendance à l'aggradation en contexte de pied de faille (*hangingwall*) et une tendance à la progradation en contexte de tête de bloc (*footwall*) (e.g. Gawthorpe et al., 1994 ; Sharp et al., 2000). Le développement de fan deltas va marquer la remontée progressive du niveau de base et la transition vers le Rift Climax. Des Gilbert-type fan deltas se développent ensuite de manière préférentielle en pied de faille, traduisant alors l'approfondissement du bassin lors du Rift Climax (Sharp et al., 2000). Le comblement et l'abandon du bassin sont ensuite liés principalement à une migration vers le centre du bassin de l'activité principale des failles (e.g. Gawthorpe & Leeder, 2000 ; Goldsworthy & Jackson, 2001 ; *Figure I-12*).

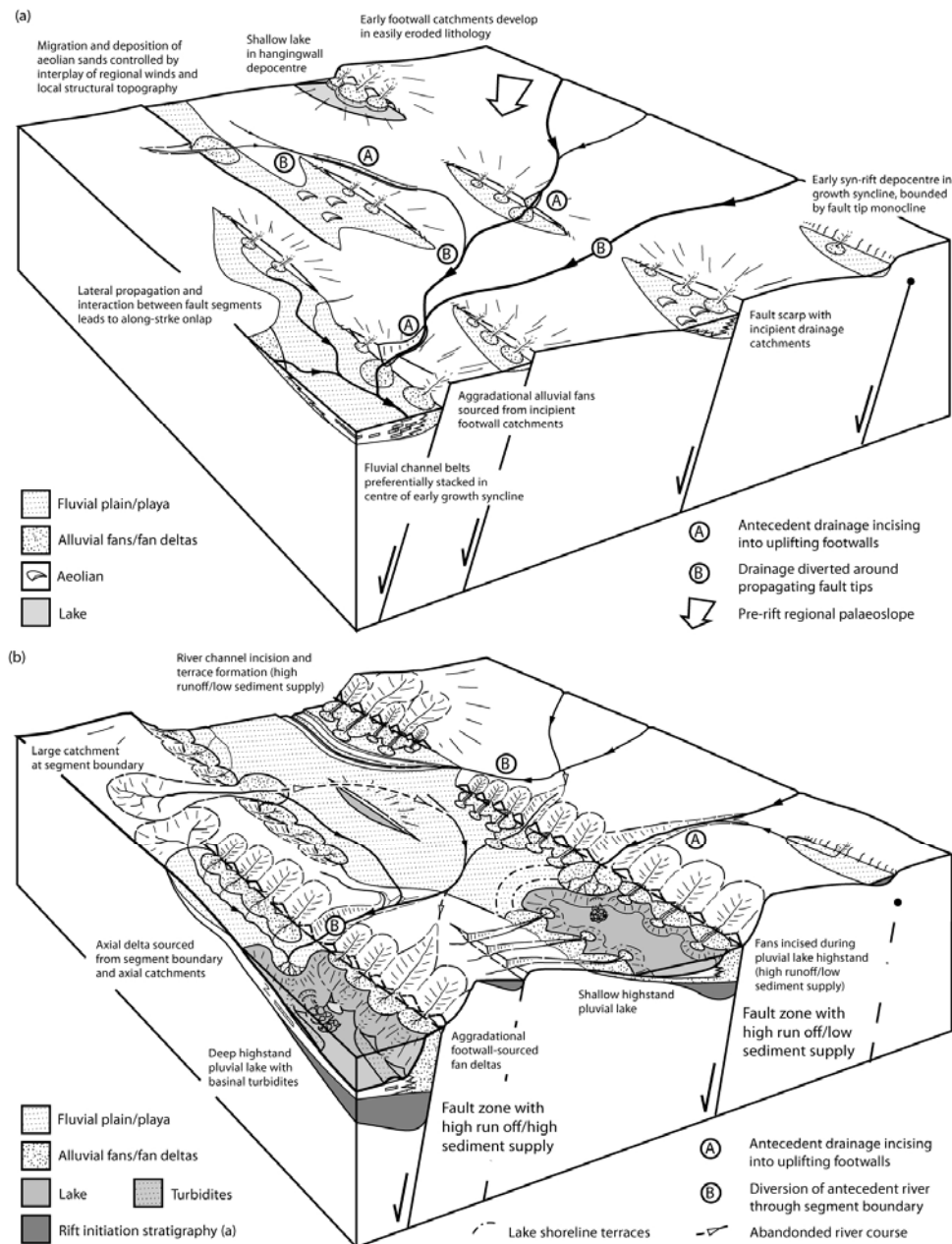


Figure I-12 : A. Initiation du rift. Plusieurs sous-bassins fluvio-lacustres se développent en pied de faille alors que les failles se propagent progressivement. Les bassins versants sont ceux hérités de l'histoire pré-rift et sont localement modifiés par la propagation des failles et les plans de faille. Les bassins ne présentent pas forcément les mêmes successions stratigraphiques (épaisseurs et temps) en fonction du flux sédimentaire et de l'accommodation. B. Interaction et connexion entre les failles. Elargissement et connexion entre les précédents dépôt-centres. Les bassins versants croissent et les cônes alluviaux sont mieux développés dans les zones de faille à fort rejet (Gawthorpe & Leeder, 2000).

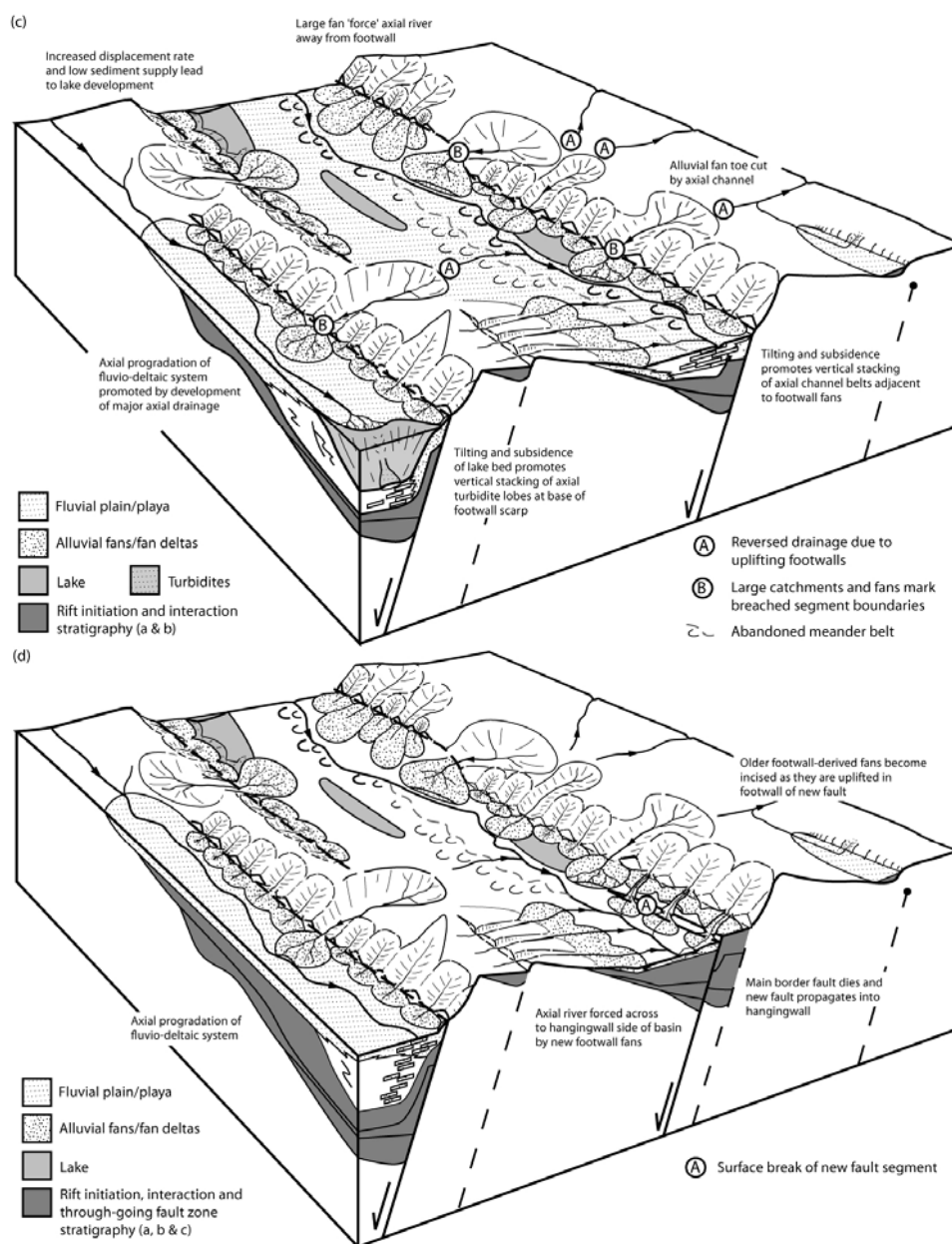


Figure I-12 (suite) C. Connexion complète des failles. La connexion des failles découpe le bassin en demi-grabens bien définis. Les bassins précédemment encore isolés sont connectés et les points hauts à l'intérieur du bassin sont progressivement ennoyés. La topographie s'accroît et des réseaux inverses se développent sur les murs des blocs. **D. Fin d'activité de la faille majeure.** L'activité des failles se déplace progressivement vers le bassin (hangingwall) provoquant la surrection et l'incision progressive des cônes alluviaux et fan deltas développés au pied des anciennes failles majeures. Les rivières drainantes axiales migrent progressivement dans le même sens que les failles (Gawthorpe & Leeder, 2000).

I. 1. 8. Paramètres de contrôle de l'architecture des cônes alluviaux

I. 1. 8. 1) Tectonique

Les systèmes de cônes alluviaux se développent communément dans les bassins tectoniquement actifs, qu'ils soient en compression (bassin d'avant-pays), en décrochement ou en extension. Rust (1978) suggère que la séquence idéale en réponse à une activation de la faille bordière du bassin est tout d'abord granocroissante marquant la progradation du cône alluvial, puis granodécroissante traduisant un retour à une période de quiescence. A l'échelle géologique (0,1 à 1 Ma), l'évolution du bassin versant à la suite d'une impulsion tectonique (surrection) se traduirait par une croissance des géométries du cône alluvial, puis un abandon du système (Fraser & DeCelles, 1992). Une réactivation tectonique va déclencher l'évacuation des sédiments stockés dans les vallées, se traduisant dans la sédimentation par une arrivée d'éléments grossiers.

La vitesse de surrection dans le secteur du bassin versant est un paramètre de contrôle au premier ordre de l'aggradation ou de la progradation du cône alluvial. Les pentes des fan deltas du Miocène du golfe de Suez passent en moyenne de 10-25° à moins de 15° en réponse à une diminution de l'activité des failles normales (Gawthorpe et al., 1990). La géométrie des failles bordières influencent aussi largement l'organisation et la distribution des cônes alluviaux. Les systèmes de cônes alluviaux peuvent être confinés aux failles les plus actives (Belt 1968 ; Crowell, 1973), ou bien se développer sur de grandes distances au dessus d'un bâti structural actif (Steel & Wilson, 1975). Dans le cas de failles en décrochement, les corps sont assez étroits et ont tendance à l'aggradation, alors que pour des systèmes de grands blocs basculés, l'aggradation verticale est plus modérée et les corps présentent un caractère rétrogradant (back-stepping) avec une tendance à l'"on-lap" en direction du bassin versant (Belt 1968 ; Crowell, 1973 ; Steel & Wilson, 1975 ; Heward, 1978).

A partir de la base de données d'Ibbeken & Scleyer (1991), Fraser & DeCelles (1992) proposent que les séquences de 250-300 m dans des contextes tectoniques actifs peuvent être déposées en 0,1 à 0,2 Ma. Ces ordres de grandeurs sont cohérents avec les travaux de DeCelles et al. (1991) et de Burbank et al (1992a, b) qui suggèrent que les séquences de plusieurs centaines de mètres en contexte de bassin d'avant-pays se déposent en 0,5 à 1 Ma.

I. 1. 8. 2) Climat

Alors que la tectonique influence la répartition spatio-temporelle des cônes alluviaux, le climat va influencer le caractère des dépôts et moduler l'évolution du cône. Le climat détermine les processus d'altération et les processus de transport qui vont fournir le matériel et l'évacuer de la zone d'alimentation. Le climat joue aussi un rôle important dans la modulation du flux de sédiment qui alimente le cône alluvial. Les variations du flux sédimentaire et/ou de la charge sédimentaire liées aux fluctuations climatiques peuvent déclencher des phénomènes complexes comme des incisions conduisant à l'abandon des surfaces actives du cône (abandon, pédogenèse, remaniement superficiel) ou des cyclicités dans l'enregistrement stratigraphique des cônes alluviaux qui sont tout à fait comparables à celles engendrées par la tectonique mais qui interviennent à un ordre de grandeur inférieur (séquence décamétrique) (Schumm et al., 1987 ; Wright & Alonso Zarza, 1990 ; Koltermann & Gorelick, 1992).

Les interprétations des implications du contexte climatique et des variations climatiques sur l'architecture des cônes sont très variables. Lustig (1965) suggère qu'en période humide, les cônes aggraderaient au pied des versants et combleraient les vallées en amont. Ce sont les processus en écoulement de débris qui seraient dominants en période sèche, provoquant l'incision de la partie amont du cône et la migration en aval des dépôts (Lustig, 1965). Ce modèle est cohérent avec celui de Beaty (1990) qui propose que l'organisation séquentielle des cônes en contexte humide soit uniforme, alors qu'en

contexte aride, la sédimentation serait caractérisée par des phénomènes catastrophiques suite à des stockages de sédiments en partie amont et à des événements de crue qui remanieraient brutalement toute la charge sédimentaire disponible (Beaty, 1990). Ces modèles, basés sur de nombreuses observations dans les SW des Etats-Unis, ont été largement critiqués car il est difficile de prouver la relation entre climat et architecture faute de datation (Hooke, 1967 ; Wasson, 1977 ; Beaty, 1970). De plus, les phases sèches sont même parfois interprétées comme des phases d'incision pure et de non dépôt (pas de relation directe entre érosion et écoulement de débris) (Hunt & Mabey, 1966).

Bull (1964), quant à lui, reste plus raisonnable par rapport à la corrélation entre architecture et climat, en reliant l'architecture à l'évolution du flux sédimentaire et du flux d'eau. Il propose qu'en période de forte production sédimentaire, le corps aggrade alors qu'en période de diminution du flux, le corps est incisé et migre en aval (Bull, 1964).

Les exemples sur les cônes quaternaires montrent qu'un changement climatique induit une variation du niveau de base qui se répercute dans l'architecture des cônes (Bowman, 1988; Harvey et al., 1999b; Harvey, 2002, 2004).

A l'opposé de tous ces modèles qui suggèrent que le climat soit un facteur de premier ordre de l'organisation des cônes alluviaux, Weaver & Schumm (1974) ou Schumm (1980) proposent que le climat ne soit en fait qu'un facteur secondaire affectant un ensemble - bassin versant et corps sédimentaire - réagissant à des lois internes au système (pente critique). Le climat se surimposerait à ces phénomènes autocycliques qui contrôlèrent l'architecture des corps au premier ordre dans les cônes alluviaux anciens.

I. 1. 8. 3) Influence du niveau de base

La notion de niveau de base est toujours ambiguë. Ce niveau de référence est défini comme une surface limitant la zone en érosion et la zone en dépôt (Cross, 1991). Par simplicité, le niveau de base est souvent assimilé au trait de côte en milieu marin (Schumm, 1993). Cependant, l'action érosive des vagues et des courants marins suggère parfois de le placer sous le niveau marin (Catuneanu, 2002). A l'inverse, le niveau de base peut être placé au dessus du niveau marin lorsqu'il est considéré comme la zone d'équilibre des rivières où il n'y a ni aggradation ni incision en milieu continental (Leopold & Bull, 1979). Il est aussi assimilé au niveau des lacs correspondant à la surface piézométrique (Shanley & McCabe, 1994).

Le niveau de base est souvent considéré comme étant (1) indépendant de la sédimentation et (2) dépendant de la tectonique et du climat. Cependant, s'il s'agit de la limite entre érosion et sédimentation, il est forcément relié à la sédimentation (remontée de niveau de base en période de comblement des vallées et chute de niveau de base en période d'incision). Il doit ainsi être parfaitement différencié du trait de côte directement relié à l'eustatisme.

Discuter l'influence du niveau de base revient à discuter l'influence de l'accommodation sur l'architecture des cônes alluviaux. Ayant déjà traité l'influence de la tectonique, du climat qui sont des paramètres de contrôle directs du niveau de base, seul l'eustatisme n'a pas encore été pris en compte comme facteur de contrôle de l'architecture des cônes alluviaux. Pour un fan delta, les modèles couramment utilisés en stratigraphie séquentielle sont directement transposables (e.g. Vail et al., 1977 ; Posamentier et al., 1988 ; Dart et al., 1994 ; *Figure I-13*). Pour les cônes alluviaux, un concept basé sur l'évolution spatio-temporelle du niveau de base a été proposé en liaison avec les variations du niveau marin utilisant ainsi les terminologies des cortèges sédimentaires (*system tracts*, LST, TST, HST) (Shanley & McCabe, 1994 ; Wright & Marriott, 1993). En période de niveau de base stable, le système sédimentaire prograde, en période d'accélération de la remontée du niveau de base, le corps rétrograde et en période de chute du niveau de base, le corps est abandonné, seules quelques vallées incisées restent actives et des cônes secondaires se développent au débouché de ces incisions.

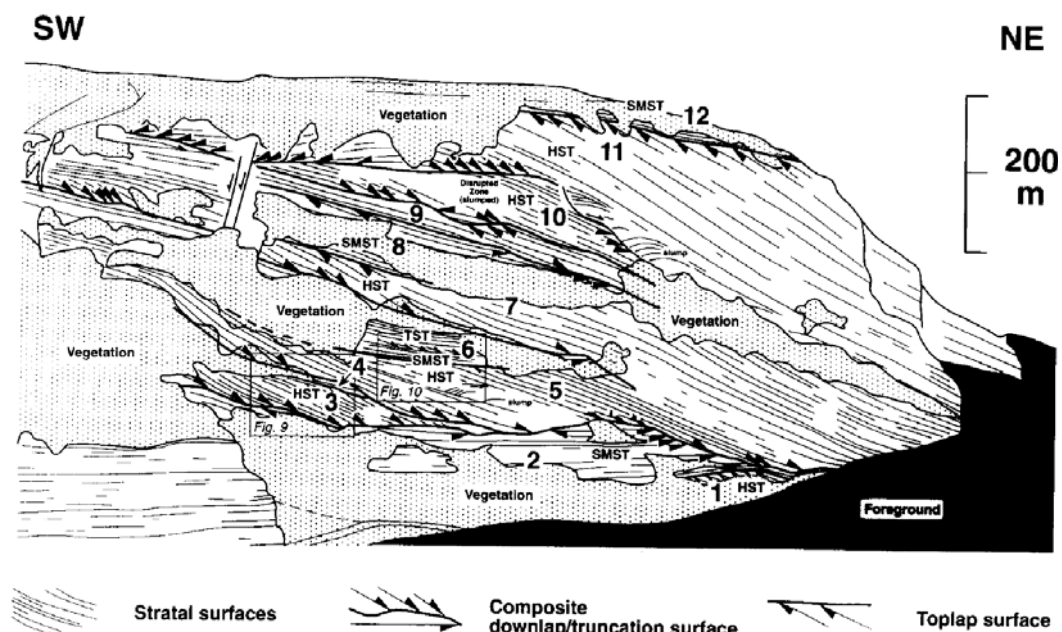


Figure I-13 : Interprétation du panorama de Gilbert-type fan delta du Kerinites (golfe de Corinthe) et découpage en cortèges stratigraphiques (Dart et al., 1994). HST : Highstand system tract. SMST : shelf margin system tract. TST : transgressive system tract. 12 séquences sont proposées.

Ces travaux ont été remis en question par des modèles composites reliant niveau de base et profil d'équilibre des rivières (Dalrymple et al., 1998). La création d'espace disponible au dessus du trait de côte est alors reliée à des processus physiques en plus des facteurs de contrôles couramment admis. Il peut ainsi y avoir un déphasage entre des périodes d'accommodation maximale entre milieu marin et continental, ce qui va à l'encontre des principes de la stratigraphie séquentielle. Ce déphasage est illustré avec des exemples de cônes quaternaires, où une chute du niveau de base n'engendre pas toujours une incision (Harvey, 2004). De même, une montée du niveau de base peut aussi induire des incision des parties distales si cette remontée induit un raccourcissement et une augmentation de la pente du cône (Harvey et al., 1999a).

I. 1. 8. 4) Géomorphologie dynamique : relief, flux et rétroaction

Différentes études expérimentales et numériques consacrées à l'évolution du réseau hydrographique (e.g. Glock, 1931 ; Parker, 1977 ; Schumm, 1977 ; Schumm et al., 1987 ; Wells et al., 1985), proposent de définir plusieurs grandes phases caractéristiques de la croissance du réseau (*Figure I-14*). Tout d'abord une phase d'initiation (*initiation*) durant laquelle se développe un réseau juvénile peu profond et faiblement organisé. Ensuite, les lignes de crêtes migrent en amont durant la phase d'élongation (*elongation*). Cette phase est suivie d'une phase d'organisation du réseau hydrographique (*elaboration*) qui est caractérisée par le développement de systèmes distributaires secondaires dans les zones encore non affectées. Ensuite, l'évolution du réseau est caractérisée par une phase d'extension maximale (*maximum extension*) durant laquelle l'ensemble du bassin versant est organisé avec un réseau mature et de petits interfluvés. Enfin, le relief diminue progressivement et seules persistent les incisions principales

qui tendent à s'élargir (Schumm, 1977 ; Schumm et al., 1987). Cette évolution est continue dans le temps. La vitesse de croissance du réseau est rapide lors de la phase d'initiation, puis diminue progressivement avec le temps.

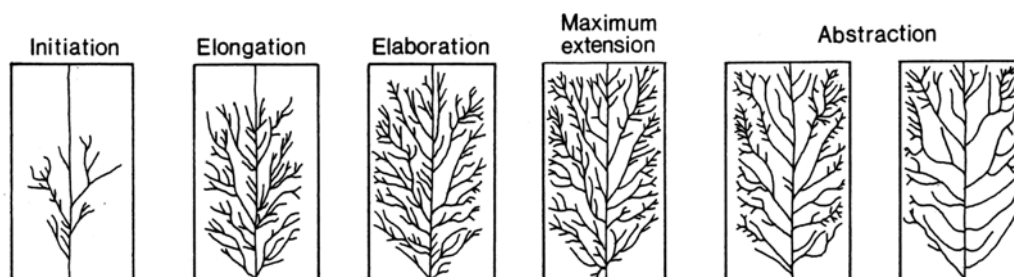


Figure I-14 : Diagrammes illustrant les différents stades d'évolution du réseau hydrographique, interprétés à partir de systèmes naturels sur la gauche des différents blocs (Glock, 1931) et simulés en modélisation expérimentale (Parker, 1977) sur la droite des blocs (Fraser & DeCelles, 1992).

Fraser & Decelles (1992) sont les premiers à **relier l'évolution du bassin versant avec l'architecture stratigraphique des cônes alluviaux**, aussi bien à haute résolution (x 10 m) qu'à l'échelle du remplissage du bassin sédimentaire (x 100 m). Une évolution similaire a ensuite été proposée par Blair & McPherson (1994a) à partir d'observations sur les cônes récents de la *Death Valley* (Californie), à l'échelle du cône alluvial (*Figure I-15*). Lors de l'initiation du relief, (*initiation = incipient-fan stage : precursor stage à stage 1*), un talus d'éboulis se développe au pied d'un relief au niveau d'une discontinuité d'origine lithologique ou autre (faille, arrachement, altération). Le bassin versant est alors peu développé, peu ramifié et très pentu (*Figure I-15a*). Le cône est très penté et peu étendu, et est dominé par des écoulements gravitaires et des dépôts d'avalanches peu matures. Le cône progrède et aggrave très vite. Dans un second temps (*elongation à elaboration = stage 2*), le bassin versant croît et s'organise, alimentant le cône en écoulements de débris, en glissements de terrain et en écoulements gravitaires plus évolués que pendant le stade précédent (*Figure I-15b*). Les écoulements en nappe et les écoulements chenalisés sont progressivement de plus en plus fréquents. Dans un troisième temps (*maximum extension à abstraction = stage 3*), le bassin versant continue de croître et de s'organiser (ordres de ramification de plus en plus élevés) tout comme le cône alluvial (*Figure I-15c*). La pente du cône devient de moins en moins forte pour atteindre une valeur moyenne relativement stable (2 à 8°). Suivant le contexte climatique et géomorphologique, le cône est dominé par des écoulements de débris ou des écoulements en nappe, avec localement des écoulements chenalisés.

Durant cette évolution globale du système couplé bassin versant et cône alluvial, le flux sédimentaire est croissant, puis tend à diminuer pendant la phase finale (*abstraction*). Aussi, Fraser & De Celles (1992) proposent de relier les deux séquences successives granocroissante et granodécroissante couramment observées dans l'architecture des cônes alluviaux, à l'évolution des bassins versants plutôt qu'à une variation du facteur tectonique. Le rajeunissement du bassin versant suite à l'activité des failles engendre un rapide flux de sédiment et ainsi une croissance rapide du cône. La première séquence, qui est granocroissante, enregistre donc les croissances de la charge sédimentaire et de la taille des grains, qui peuvent être mises en relation avec la croissance et l'extension du bassin versant. Ensuite, le taux de croissance des cônes diminue et la taille du cône se stabilise (Fraser & DeCelles, 1992). L'incision et l'adoucissement des vallées des bassins versants permettent la création d'espace disponible et donc le stockage de sédiment dans ces vallées. Le volume et la taille des éléments alimentant le cône diminuent. La séquence type d'un stade terminal d'abandon (*abstraction*) est ainsi granodécroissante et le cône

alluvial a tendance à rétrograder. L'épaisseur de ce doublet de séquences s'étend depuis la centaine de mètres, jusqu'à plusieurs kilomètres (Fraser & DeCelles, 1992).

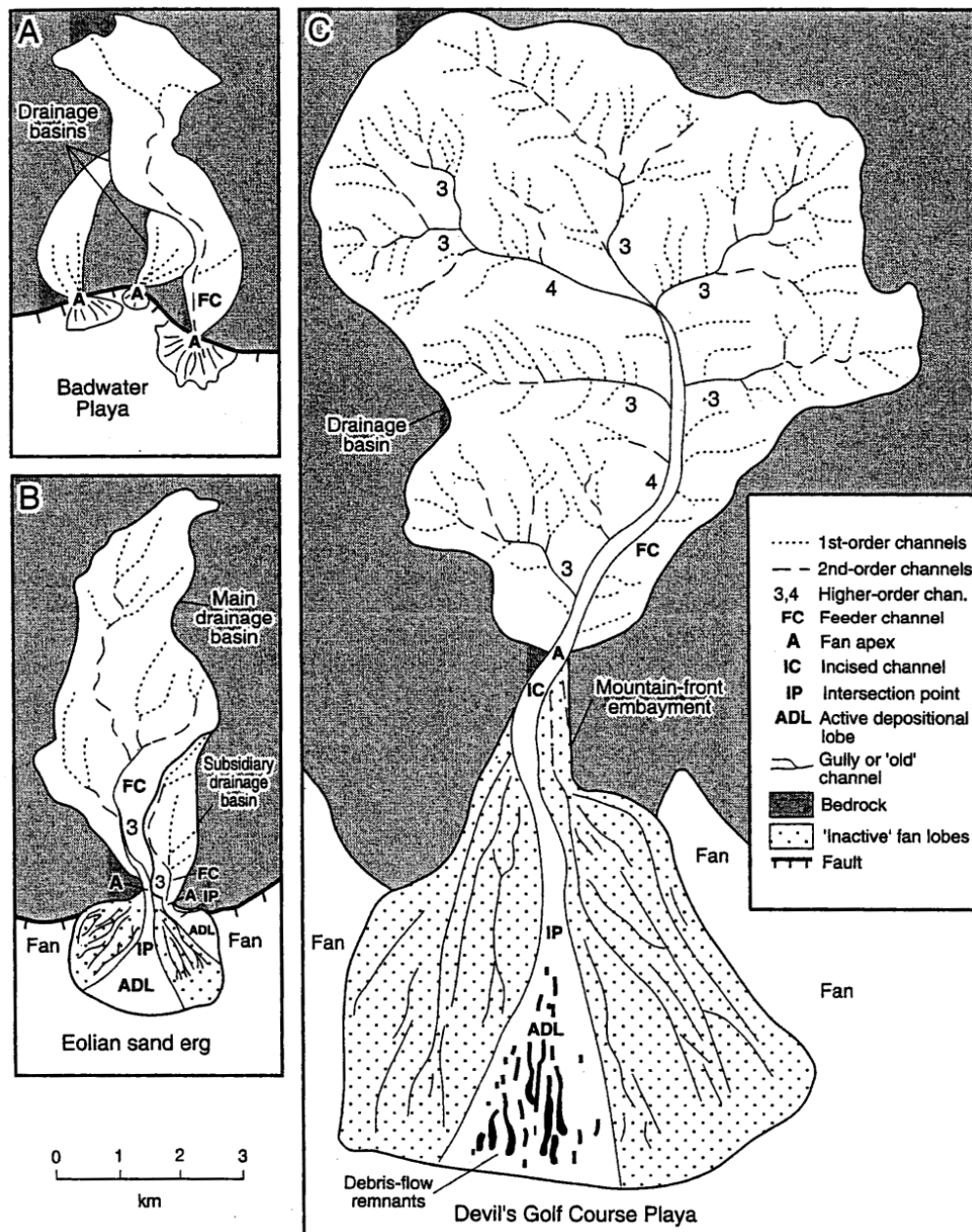


Figure I-15 : Exemples naturels de la Death Valley (Californie) illustrant l'évolution progressive d'un cône alluvial et de son bassin versant depuis son initiation jusqu'à sa morphologie d'équilibre. A. Deux cônes en stade 1 sur la gauche et un cône en stade 2 sur la droite (Badwater). B. Stade 2 (Stovepipe Wells). C. Stade 3 (Trail canyon) (Blair & McPherson, 1994a)

L'interaction entre bassin versant et corps sédimentaire peut aussi accentuer la cyclicité des dépôts (e.g. Babault et al., 2005 ; Carretier & Lucazeau, 2005). A l'image de phénomène d'action - réaction à l'échelle du cône, ce processus peut aussi se développer dans le bassin versant où des périodes de stockages de sédiment vont alterner avec des périodes de décharge. L'approche numérique de Humphrey & Heller (1995) a montré que n'importe quel type de forçage (tectonique, climatique ou autre) engendrait une oscillation spatiale de l'exutoire qui connecte le bassin versant et le cône alluvial. Ce mouvement oscillatoire engendre des cycles sédimentaires qui ne sont plus vraiment « autocycliques » ni « allocycliques » et qui s'atténuent au cours du temps (Humphrey & Heller, 1995). Ces comportements intrinsèques sont souvent invoqués pour expliquer les réponses sédimentaires qui présentent un caractère spatio-temporel réduit à l'échelle du corps sédimentaire.

I. 1. 8. 5) Hiérarchisation des paramètres de contrôle

La notion d'influence relative des paramètres de contrôle de l'architecture des cônes alluviaux a beaucoup évoluée au cours de ce dernier siècle. La tectonique (e.g. Hooke, 1972 ; Clarke, 1989) et le climat (e.g. Wells et al., 1990 ; Bull, 1991 ; Dorn, 1994) sont généralement les facteurs qui influencent l'organisation générale du corps sédimentaire, alors que les processus sédimentaires, ou l'évolution intrinsèque du système ont une influence spatio-temporelle plus limitée (e.g. Hooke & Rohrer, 1979 ; Schumm et al., 1987 ; Humphrey & Heller, 1995). Cependant, **l'interaction complexe entre l'ensemble de ces facteurs de contrôle ne permet pas dans la majorité de cas de relier directement une géométrie au forçage l'ayant engendrée** (e.g. Hooke & Dorn, 1992 ; Germanosky & Miller, 1995 ; Dorn, 1996).

Pour les cônes alluviaux quaternaires se développant dans des environnements très variés, le facteur climatique semble être le facteur majeur contrôlant la morphologie et le style sédimentaire du cône. Cela ne veut pas dire qu'il y a des différences fondamentales entre les cônes de contextes climatiques différents. En fait, **le processus primaire de contrôle varie relativement peu d'un environnement humide à aride, ou même arctique à subtropical. Dans chaque cas, la morphologie du cône semble s'ajuster à l'avantage du flux de sédiment et au régime de crue** (e.g. Harvey & Wells, 2003). Si un changement climatique modifie la puissance de crue ou le flux sédimentaire, le cône répond par un changement dans le régime d'érosion ou de dépôt, engendrant un changement d'environnement sédimentaire (e.g. Wells et al., 1987 ; Bull, 1991 ; Harvey et al., 1999b ; Harvey & Wells, 2003). Les études qui ont cherché à évaluer le rôle relatif de la tectonique et du climat sur l'architecture sédimentaire et la morphologie des cônes quaternaires montrent que le climat est le facteur de contrôle de premier ordre pour la période quaternaire (Frostick & Reid, 1989 ; Ritter et al., 1995 ; Harvey, 2004).

Les approches numériques peuvent indiquer des géométries clés pour tenter de discriminer les facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique des systèmes alluviaux (Paola et al., 1992a ; *Figure I-16*). Les travaux de Paola et al. (1992a) montrent que **la durée de la variation d'un des facteurs de contrôle a une influence sur l'architecture stratigraphique**. Par exemple, une variation rapide de 70% du flux sédimentaire se traduit par des progradations deux à trois fois plus importantes que dans le cas d'une variation lente (*Figure I-16a*). Ces travaux montrent aussi que **la nature de la variation** (flux d'eau, flux sédimentaire...) **ne s'enregistre pas de la même manière**. Par exemple, une variation rapide du flux d'eau engendre une progradation bien identifiable, alors qu'une variation rapide de subsidence est beaucoup plus difficile à identifier dans l'enregistrement sédimentaire (*Figure I-16b, d*). Il semble donc envisageable de relier une géométrie à un jeu de paramètre de contrôle.

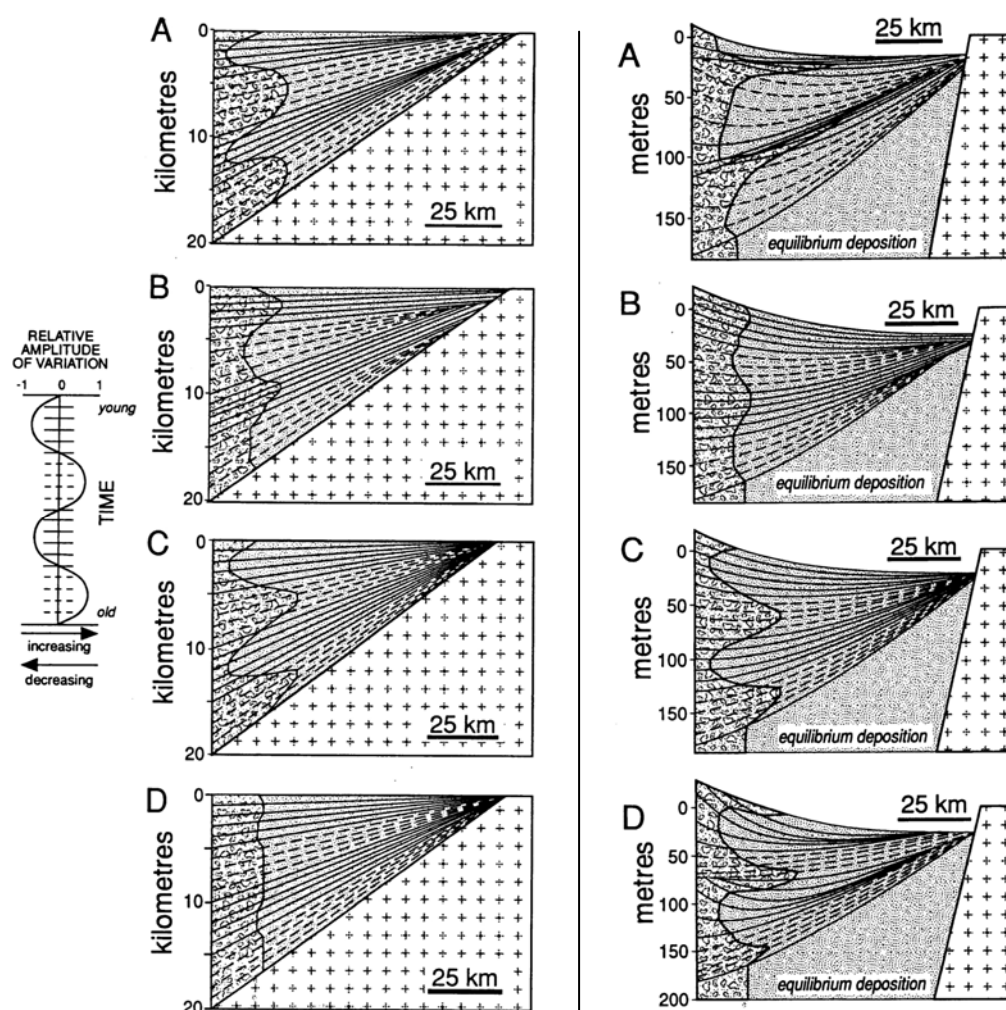


Figure I-16 : Coupe du modèle théorique de remplissage de bassin alluvial développé par Paola et al (1992). A gauche : tests sur des variations lentes (durée de 10^7 yr) des paramètres de contrôle de l'architecture stratigraphique (amplitude de la variation de 70% de la valeur moyenne). A. Variation du flux sédimentaire, valeur moyenne de $0,005 \text{ km}^2/\text{y}$. B. Variation du taux de subsidence, valeur moyenne de $0,5 \text{ m/ky}$. C. variation de la fraction granulométrique, valeur moyenne de la fraction grossière de 30%. D. Variation de la diffusivité (flux d'eau), valeur moyenne de $0,01 \text{ km}^2/\text{y}$. Les lignes correspondent à des isochrones espacées de 10^6 ans. A droite : mêmes légendes pour les tests A, B, C, D sur des variations rapides (durée de 10^5 yr) des paramètres de contrôle de l'architecture stratigraphique. Les lignes correspondent à droite à des isochrones espacées de 10^4 ans.

Les deux facteurs de contrôle de premier ordre de l'architecture des cônes alluviaux sont (1) le flux d'eau et (2) le flux sédimentaire. Pour les fan deltas, le niveau de base « marin » est aussi un facteur de premier ordre. La nature et la granulométrie des sédiments sont des facteurs de contrôle encore mal contraints.

I. 2. Flux sédimentaires

I. 2. 1. Problèmes de définition

Qu'est ce que le flux sédimentaire ? Cette notion qui est invoquée pour expliquer les architectures stratigraphiques s'avère être mal définie. Est-ce que le S (flux sédimentaire) du ratio A/S qui est largement utilisé pour décrire les architectures stratigraphiques correspond au Q_s quantifié dans les systèmes actuels au débouché des rivières ? En réalité, les notions de temps et d'espace interviennent implicitement dans la notion de flux sédimentaire. Pour le « géologue de bassin sédimentaire » qui utilise les concepts de stratigraphie séquentielle, le flux S est une notion locale, dont la préservation est souvent un problème, qu'il compare à une accommodation A locale, alors que pour le « géomorphologue », le flux sédimentaire correspond à un volume érodé par unité de temps.

Dans ce travail, **le flux sédimentaire sera considéré comme un volume de sédiments déposés dans le bassin sédimentaire par unité de temps, équivalent à un volume de roches érodées et/ou de sédiments déjà déposés dans le bassin versant par unité de temps**. Cette vision unificatrice entre le monde de la sédimentologie et celui de la géomorphologie a déjà fait ses preuves, comme par exemple dans le golfe de Corinthe (Collier et al., 2000).

I. 2. 2. Mesure des flux sédimentaires et représentativité

Il existe trois grandes méthodes pour quantifier les flux sédimentaires : (1) l'étude des systèmes actuels, (2) l'étude des taux d'érosion et de l'exhumation des roches et (3) l'étude des remplissages des bassins sédimentaires permettant de dresser des bilans volumétriques par unité de temps.

Les études des **rivières actuelles et des bassins versants modernes** donnent des indications sur les charges transportées et sur les taux des processus à court terme (1 à 100 ans). Ces mesures sont faites principalement sur les charges en suspension, en y ajoutant des estimations, voire des mesures dans le meilleur des cas, sur les éléments de charges de fond et de sédimentation de l'écoulement. Cette charge transportée par l'écoulement (*load*) est définie en tonne/an (t/yr). En faisant des estimations sur les taux de ruissellement et d'infiltration dans les bassins versants, il est ensuite possible de définir un taux de productivité du bassin versant (*yield*) en $t/km^2/yr$. Un taux de dénudation (mm/yr) peut aussi être défini à partir des mesures de charge des écoulements, et correspond à un taux d'érosion moyen rapporté à la superficie du bassin versant.

Trois problèmes majeurs doivent cependant être soulignés concernant cette approche : (1) les mesures peuvent être biaisées par un problème d'échantillonnage spatiale et temporelle (stockage de sédiment, influence anthropique, non représentativité de la section étudiée...), (2) l'extrapolation de ces mesures journalières, annuelles voire étalées sur une dizaine d'années à de plus longues périodes de temps n'est pas trivial, et (3) le taux de productivité du bassin versant est influencé par la taille et les processus d'érosion dominants associés (*Figure I-17*).

La deuxième méthode pour quantifier les flux sédimentaires correspond à l'**étude des taux d'érosion et d'exhumation des roches**. Pour des courtes périodes de temps, les taux d'érosion sont déduits à partir des systèmes actuels comme cela a été présenté dans le paragraphe précédant. Pour des périodes de temps plus longues (1 Ma à plusieurs dizaines de millions d'années), ce sont les méthodes basées sur les radioéléments comme la thermochronologie, qui permettent d'estimer l'évolution spatio-temporelle moyenne de l'exhumation des roches (e.g. Ehlers & Farley, 2003). Ces différentes approches sont intéressantes car elles couvrent une large plage, de quelques années à plusieurs dizaines de millions d'années (e.g. Kirchner et al., 2001).

Cependant, trois problèmes sont liés à ces approches qui visent avant tout à quantifier les taux d'érosion : (1) quelle est la répartition spatiale des processus d'érosion et donc de ce taux d'érosion ?, (2) comment

évolue dynamiquement le relief et donc le taux d'érosion au cours du temps ? (3) quelle est la relation entre taux d'érosion et flux sédimentaire ?

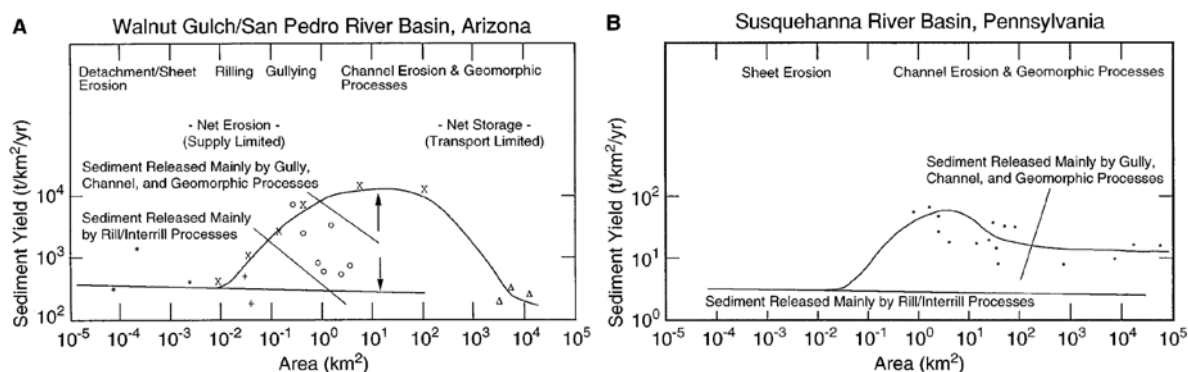


Figure I-17 : (A) relation entre taux de productivité et taille de bassin versant pour le bassin de la rivière de Walnut Gulch/San Pedro (Arizona). Les données proviennent de l'Agricultural Research Service pour les étoiles (*), de Renard & Stone (1982) pour les ronds vides (°), de Graf (1983) pour les croix (x), de Simanton et al. (1989) pour les signes (+), et de mesures du US Geological Survey pour les triangles (Δ). (B) relation entre taux de productivité et taille de bassin versant pour le bassin de la rivière de Susquehanna (Pennsylvanie). Les données proviennent du US Geological Survey, du US Forest Service, et de Lull & Reinhart (1972). Noter que les processus dominants d'érosion changent avec la taille du bassin versant, et que le taux de productivité atteint un maximum par rapport à la taille du bassin versant, avant de décroître (Osterkamp & Toy, 1997).

La troisième et dernière grande approche pour quantifier les flux sédimentaires consiste à faire des **bilans volumétriques à différents pas de temps à l'aide d'études sédimentologiques**. Le flux sédimentaire peut ainsi être quantifié aussi bien à l'échelle du corps sédimentaire qu'à l'échelle du bassin sédimentaire (e.g. Davies et al., 1977; Hay et al., 1988; Ibekken & Scleyer, 1991; Collier et al., 2000; Pazzaglia & Brandon, 1996; Métivier et al., 1998).

Cependant, trois principaux problèmes limitent le développement de cette méthode : (1) il faut une vision 3D complète du système et des datations précises, (2) il faut connaître les natures lithologiques, les taux de porosité, les modes d'enfouissement pour inverser les volumes préservés en volume érodés, et (3) il faut pouvoir évaluer les volumes sédimentés dans un premier temps puis érodés et remaniés dans un second temps.

Ces trois approches sont complémentaires : (1) les **systèmes actuels** permettent de qualifier, et de quantifier le comportement de flux sédimentaire à forte résolution temporelle et à différentes échelles d'espace, (2) les **études du taux d'érosion** et les **études sédimentaires** permettent ensuite de passer à des échelles de temps plus grandes et de tester les résultats en provenance des systèmes actuels. Ces trois grandes approches permettent donc d'estimer les flux sédimentaires à différents pas de temps et d'espace. Cependant, il ne paraît pas évident de comparer les valeurs absolues tirées de ces approches étant donné qu'elles sont reliées à la taille du système et au processus d'érosion. De plus, Kirchner et al. (2001) montrent que pour un même système, suivant la méthode qui est utilisée pour quantifier les taux d'érosion, les valeurs absolues estimées peuvent être très différentes (d'un facteur 17 dans cet exemple, Figure I-18).

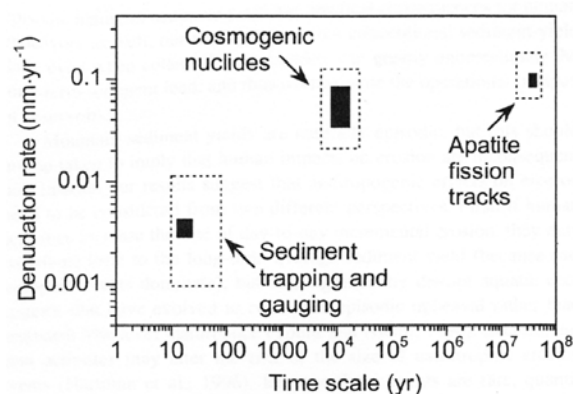


Figure I-18 : Taux d'érosion estimés pour plusieurs bassins versants de l'Idaho à partir de différentes méthodes correspondant à des échelles de temps distinctes. Les limites en pointillés indiquent l'erreur sur la mesure, ainsi que l'intervalle de temps sur lequel est moyennée la mesure. Dans ce cas particulier, les mesures actuelles sur 10-100 ans sous-estiment d'un facteur 17 les taux d'érosion à plus long terme (Kirchner et al., 2001).

I. 2. 3. Les flux actuels

Les facteurs de contrôle du flux sédimentaire sont très nombreux : le taux de surrection, la lithologie des reliefs, le gradient local des reliefs, le climat, les précipitations, la température, la végétation, l'amplitude et les conditions hydrauliques des chenaux etc... Comme pour l'architecture stratigraphique, dont les facteurs de contrôles peuvent être regroupés sous deux grands termes, que sont l'accommodation et le flux sédimentaire, l'ensemble des paramètres de contrôle du flux sédimentaire peuvent être regroupés en trois principaux termes que sont l'érosion, le climat et la tectonique.

I. 2. 3. 1) Erosion, relief et tectonique

De très nombreuses études se sont intéressées aux systèmes actuels pour formuler des lois mettant en relation soit des charges sédimentaires (*load*), soit des taux d'érosion, avec les paramètres de formes des reliefs et même du climat (e.g. Fournier, 1960 ; Ahnert, 1970 ; Milliman & Syvitsky, 1992). Milliman & Syvitsky (1992) montrent, à partir de l'étude de bassins versants de tailles très différentes, des contextes tectoniques et climatiques différents, que la charge dans l'écoulement (*load*) est d'autant plus forte que le bassin versant est grand. Le taux de productivité (*yield*) est quant à lui décroissant avec la croissance de la taille du bassin versant (Figure I-19). Ces observations sont cohérentes avec la majorité des études qui ont cherché à établir une relation entre taux d'érosion et paramètres topographiques (e.g. Schumm, 1963 ; Ahnert, 1970 ; Milliman & Meade, 1983 ; Pinet & Souriau, 1988 ; Summerfield & Hulton, 1994 ; Riebe et al., 2000 ; Schaller et al., 2001). La formulation de ces lois est cependant divergente suivant les études : certaines proposent une relation linéaire entre taux de dénudation et paramètre topographique (e.g. Ahnert, 1970 ; Pinet & Souriau, 1988), d'autres une relation non linéaire (e.g. Summerfield & Hulton, 1994 ; Vance et al., 2003) et même certaines proposent que le taux de dénudation peut rester constant quelque soit le relief (e.g. Matmon et al., 2003 ; von Blanckenburg, 2005). De plus, les travaux de Montgomery & Brandon (2002) montrent que la relation qui relie taux de dénudation et paramètre topographique, est linéaire jusqu'à une valeur seuil au-delà de laquelle cette relation change

profondément (Figure I-20). Ils proposent de relier ce seuil à une valeur critique de pente qui marque la transition vers un domaine où l'érosion est dominée par des glissements de terrain.

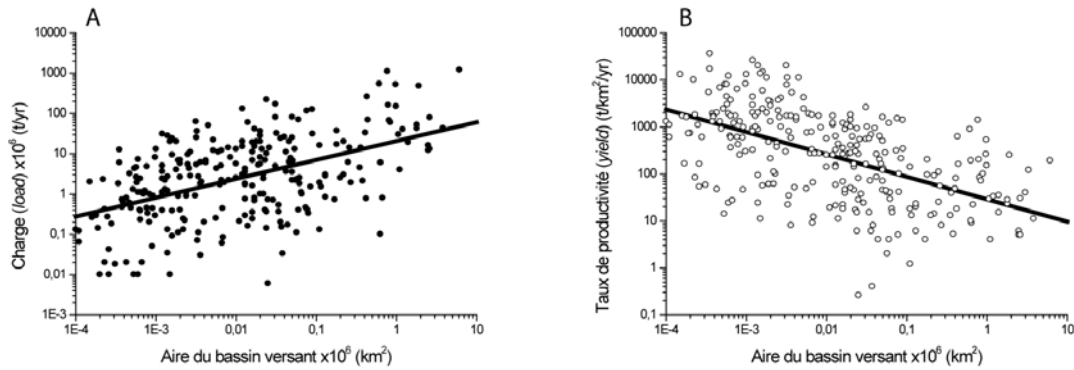


Figure I-19 : (A) : Relation entre la charge de l'écoulement (load) et la taille du bassin versant. (B) : Relation entre le taux de productivité (yield) et la taille du bassin versant (données de Milliman & Syvitsky, 1992). Noter la relation positive de la charge avec la taille du bassin versant et la relation négative du taux de productivité avec la taille du bassin versant. La loi qui relie le taux de productivité et l'aire du bassin versant est une loi puissance dont l'exposant est compris en -0,2 et -0,6.

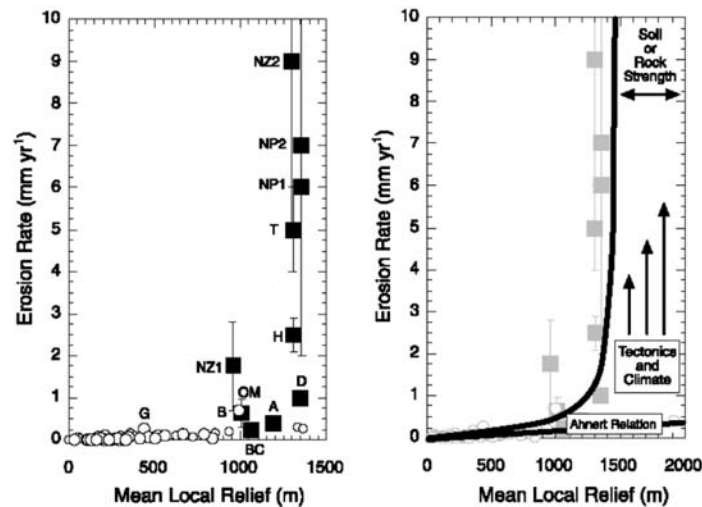


Figure I-20 : Taux d'érosion en fonction du relief (Montgomery & Brandon, 2002). Les carrés noirs correspondent à des domaines orogéniques et les ronds blancs correspondent à des domaines non-orogéniques. (NZ : Alpes de Nouvelle Zélande; H : Himalaya; NP : Indus; OM : Olympic Mountains; D : Alaska; A : Alpes européennes). Une relation linéaire entre taux d'érosion et relief telle que proposée par Ahnert (1970) et Pinet & Souriau (1988) n'est plus valable au-delà d'un relief de l'ordre de 1000 m. Montgomery & Brandon (2002) proposent une loi non-linéaire reliant le taux d'érosion E au relief (R_z) à partir d'une valeur seuil de relief au-delà de laquelle l'érosion des versants se fait principalement par des glissements de terrain.

Summerfield & Hulton (1994) soulignent que cette relation entre paramètre topographique et taux d'érosion, et donc flux sédimentaire, est influencée par la tectonique. Ce sont les zones actuelles tectoniquement actives qui présentent les plus forts taux de dénudation. De même, Pinet & Souriau (1994) propose deux relations différentes entre paramètres topographiques et taux de dénudation, une pour les chaînes de montagnes « anciennes » et une pour les chaînes de montagnes « récentes ».

I. 2. 3. 2) Erosion et climat

Le climat est un facteur de contrôle de premier ordre des flux sédimentaire puisqu'il détermine les processus d'altération, la nature (vent, température, précipitation) et les taux d'érosion, mais aussi le transport de sédiment. Summerfield & Hulton (1994) montrent que les processus d'érosion dominants dans les bassins versants sont principalement d'origine mécanique (*Figure I-21*). Les processus d'altération peuvent être parfois dominants, cependant il est bien difficile de tirer des lois générales mettant en relation la lithologie du bassin versant et la prédominance d'un des deux processus (mécanique ou chimique), car l'érodabilité d'une roche ne dépend pas que de sa lithologie mais aussi de sa fracturation.

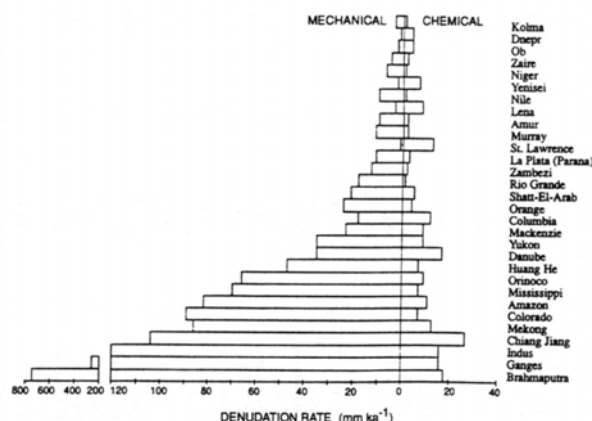


Figure I-21 : Erosion mécanique et chimique pour les plus grands bassins versants mondiaux (Summerfield & Hulton, 1994). Noter que l'érosion mécanique est généralement plus importante que l'érosion chimique.

Le climat influence les taux de pluviométrie (intensité des précipitations), et par là même le couvert végétal. Différentes études, dans des contextes climatiques différents et des bassins versants de lithologies variées, montrent que l'intensité de l'érosion est croissante avec la précipitation moyenne annuelle, jusqu'à atteindre un maximum, avant de décroître brutalement (e.g. Langbein & Schumm, 1958 ; Jiongxin, 2005 ; *Figure I-22*). Cette évolution de l'intensité de l'érosion croissante, puis décroissante est aussi visible en fonction du couvert végétal (*Figure I-22*). La relation entre flux sédimentaire et taux de précipitation annuelle n'est donc pas linéaire, ni même bijective, probablement en raison du couvert végétal qui est lui-même une fonction du taux de précipitation annuel (Langbein & Schumm, 1958).

Le climat influence aussi la fréquence des précipitations. Les secteurs géographiques marqués par des précipitations rares et intenses, comme certaines régions au climat aride, vont être caractérisés par une prédominance des processus de ruissellement par rapport aux processus d'infiltration, favorisant ainsi

l'érosion. Le caractère épisodique des précipitations implique en plus le développement d'un couvert végétal restreint, amplifiant ainsi les mécanismes d'érosion.

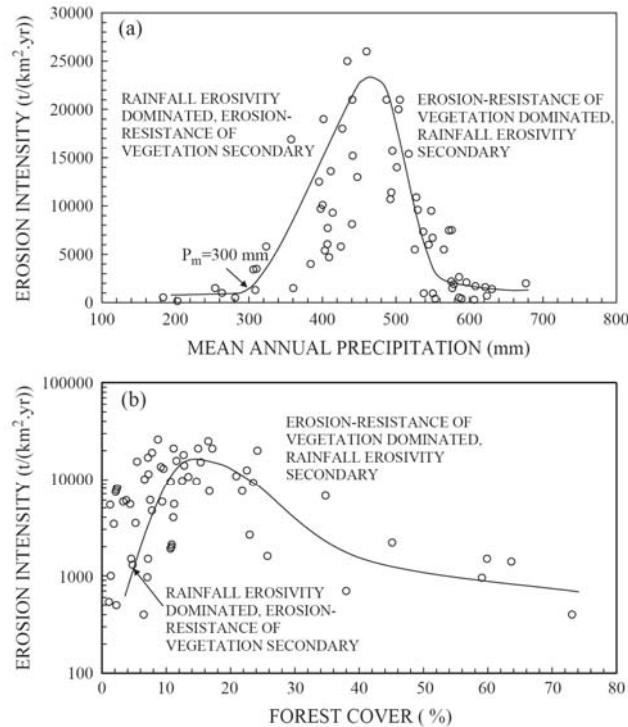


Figure I-22 : Evolution de l'intensité de l'érosion en fonction (a) du taux de précipitation annuel moyen et (b) du couvert végétal (Jiongxin, 2005). Noter que l'évolution de l'intensité de l'érosion présente une phase de croissance, un maximum et une phase de décroissance en fonction de ces deux paramètres. Les lois représentées en ligne continue sont tracées à la main (Jiongxin, 2005).

I. 2. 4. Variation des flux sédimentaires et « flux anciens »

I. 2. 4. 1) Variation tectonique

L'importance du rôle de l'érosion dans les processus tectoniques et géodynamiques fait suite aux travaux qui ont permis de relier réponse isostatique et érosion (e. g. Holmes, 1944 ; Molnar & England, 1990). L'érosion, le transport et la sédimentation, en redistribuant les masses en surface, influencent l'évolution de la déformation à l'échelle crustale (England & Thompson, 1984 ; Beaumont et al., 1992). Les modèles thermo-mécaniques de déformation crustale incluant une description des processus de surface (Koons, 1989; Beaumont et al., 1992; Willett et al., 1993) montrent ainsi que l'érosion modifie le style et l'évolution tectonique des orogènes. Ces modélisations sont validées par des données issues de systèmes naturels (e. g. Dahlen & Suppe, 1988; Koons, 1989, 1990 ; Beaumont et al., 1992, 2001; Hoffman & Grotzinger, 1993 ; Willett et al., 1993 ; Avouac & Burov, 1996 ; Willett, 1999). La relation étroite entre érosion et tectonique (taux de surrection) apparaît aujourd'hui évidente (e.g. Zeitler et al., 2001), cependant, la quantification de cette relation reste problématique. Cette relation dépend en fait de la nature de la relation entre érosion et relief.

Hack (1960) a été le premier à proposer l'existence d'un équilibre entre taux d'érosion et taux de surrection vers lequel tend l'évolution d'un relief. L'évolution d'une chaîne de montagne est ainsi caractérisée par (1) une phase de croissance et (2) une phase d'équilibre où l'érosion compense la surrection. Il existe donc un temps caractéristique de mise à l'équilibre de ce relief. A partir de la relation linéaire entre relief et érosion qu'ils ont établi, Pinet & Souriau (1988) indiquent que les chaînes de montagnes de moins de 250 Ma ont un temps caractéristiques de 2,5 Ma, et que celles plus anciennes ont un temps caractéristique de 25 Ma. A partir de ces travaux, Brandon & Pazzaglia (1996) proposent un temps caractéristique de 69 Ma pour les Appalaches. En fait, l'estimation de ce temps caractéristique est largement dépendante de la nature de la relation entre relief et érosion (linéaire, exponentielle ou autre). A l'heure actuelle, il n'existe pas une loi universelle permettant de relier relief et érosion et donc flux sédimentaire et tectonique.

A plus petite échelle, la relation entre flux sédimentaire et tectonique est évidente dans les systèmes de rift avec le basculement des blocs et l'inversion des bassins versant (e.g. Leeder & Jackson, 1993 ; Eliet & Gawthorpe, 1995). Des approches numériques ont montré qu'une forte augmentation du taux de surrection n'engendre pas instantanément une augmentation de flux de sédiment car le bassin versant agit comme un filtre basse fréquence sur les mouvements tectoniques à haute fréquence (Allen & Densmore, 2000). Aussi, le flux sédimentaire présente plutôt une évolution continue qu'une évolution par pulse dans le cadre d'un forçage tectonique.

Plus récemment, Cowie et al. (2006) ont couplé un modèle d'évolution tectonique (Cowie et al., 1993 ; Sornette et al., 1994) au modèle d'évolution des reliefs CASCADE (Braun & Sambridge, 1997) afin d'identifier l'influence de la croissance des failles et de l'évolution structurale d'un rift sur la dynamique des processus d'érosion et donc des flux sédimentaires. Ils montrent que la dynamique du flux est très variable suivant la capture ou l'inversion de certain bassin versant en réponse au basculement de la marge. Pour un bassin versant ($\sim 550 \text{ km}^2$) qui est ni inversé, ni capturé, ils montrent que le flux sédimentaire moyen est très sensible aux phases d'évolution du rift, avec la phase d'initiation où le flux est relativement faible ($Q_s \sim 11 \text{ km}^3/\text{Ma}$), la phase de croissance des failles ($Q_s \sim 18 \text{ km}^3/\text{Ma}$), puis la phase où toutes les failles sont connectées et présentent de fort rejets verticaux (Rift Climax, $Q_s \sim 35 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

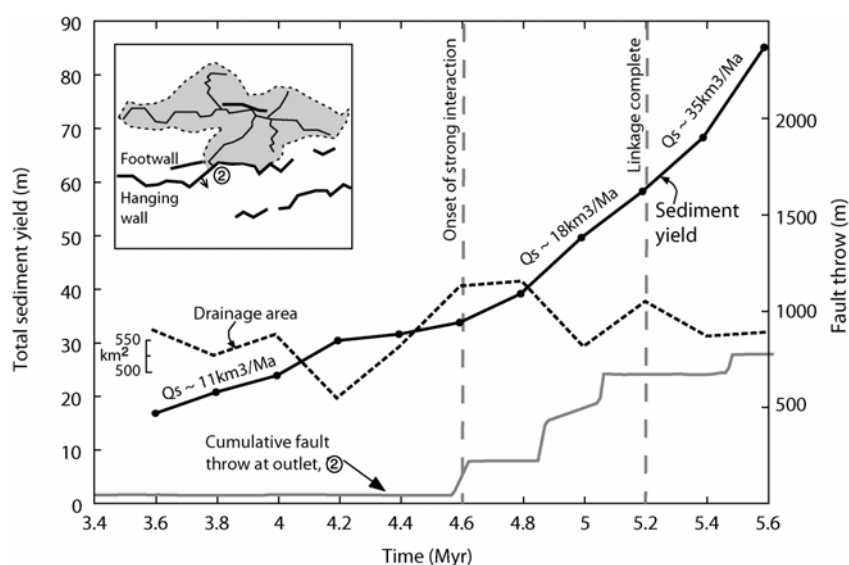


Figure I-23 : Evolution du taux de productivité du bassin versant (ligne noire) et du flux sédimentaire moyen, de l'aire drainée (ligne en pointillé) et du rejet de la faille (ligne grise) pour le bassin versant 2 (Cowie et al., 2006). Noter que les taux d'érosion et les flux sédimentaires peuvent tripler au cours de l'évolution structurale du rift.

I. 2. 4. 2) Variation climatique

L'étude des bilans sédimentaires globaux indique clairement que les changements climatiques au Plio-Pleistocène ont eu un impact très fort sur les flux sédimentaires (e.g. Zhang et al., 2001 ; *Figure I-24*). L'influence de l'évolution du climat à long terme sur les flux sédimentaires paraît évidente. Cependant, il est très difficile de quantifier cette influence. En effet, les études sur les systèmes actuels (e.g. Milliman & Syvitsky, 1992 ; Summerfield & Hulton, 1994) visant à établir une relation entre les charges transportées par les fleuves et les paramètres climatiques moyens de leur bassin versant (précipitations annuelles, température moyenne) ne concluent à aucune loi générale. En plus de ce problème de quantification, s'ajoute le problème de temps de réponse du système. Combien de temps va séparer le forçage climatique du signal sédimentaire enregistré dans le bassin ? Des approches numériques ont montré qu'une augmentation de précipitation avait une incidence directe sur le flux sédimentaire qui se répercute dans l'architecture du corps sédimentaire (Allen & Densmore, 2000), mais aussi que le temps de réponse du système est beaucoup plus rapide que dans le cadre d'une fluctuation tectonique (e.g. Smith, 1994 ; Allen & Densmore, 2000). Ces approches sont intéressantes car elles permettent de hiérarchiser des facteurs de contrôle, cependant elles ne restent que qualitatives.

Les fluctuations climatiques à court terme impliquent aussi une variabilité du flux sédimentaire tant en intensité qu'en fréquence (Wolman & Miller, 1960). Collier et al. (2000) suggèrent à partir d'une étude sur les bilans sédimentaire dans le golfe de Corinthe, que les stades glaciaires sont caractérisés par une augmentation de plus de 50% des flux sédimentaires par rapport aux stades interglaciaires au cours de ces derniers 120 ky. Collier et al. (2000) proposent de relier ces fluctuations marquées à une intensification des contrastes saisonniers durant les périodes glaciaires. Le flux sédimentaire serait donc principalement sensible à la magnitude et la fréquence des fluctuations climatiques, comme le suggèrent aussi Molnar & England (1990) ou Zhang et al. (2001).

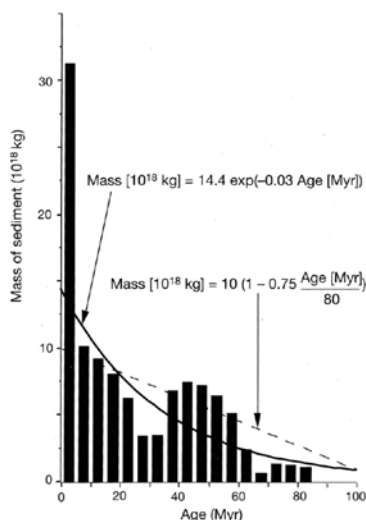


Figure I-24 : Masse de sédiments terrigènes déposés dans les océans durant le Cénozoïque à l'échelle du globe (données de Hay et al., 1989) montrant l'augmentation des flux d'érosion continentale à partir du Pliocène (Zhang et al., 2001).

I. 2. 4. 3) Dynamique des reliefs et retroaction sédimentaire

La présence de cônes alluviaux au pied des reliefs actifs représente une influence majeure sur la dynamique de l'érosion en modifiant localement le niveau de base et en ayant un effet tampon sur le flux de sédiment (e.g. Metivier & Gaudemer, 1999 ; Allen & Densmore, 2000 ; Castelltort & van Den Driessche, 2003, Babault et al., 2005) et peut être à l'origine de cycles propres au système (autocyclique) se traduisant par une cyclicité sédimentaire (Humphrey & Heller, 1995).

Les modélisation numériques (Baldwin et al., 2003 ; Pelletier, 2004, Carretier & Lucazeau, 2005) et les modélisation expérimentales (Babault et al., 2005) montrent que la sédimentation de cônes alluviaux au pied des reliefs actifs influence la dynamique de l'érosion du bassin versant. Cette sédimentation implique une particularité dans l'enregistrement du flux de sédiment, aussi bien en termes (1) de quantité puisque l'amplitude du forçage tectonique est lissée par l'aggradation du corps sédimentaire au niveau de l'exutoire, qu'en termes (2) de chronologie puisque la variation de flux sédimentaire est retardée à cause de l'aggradation du corps sédimentaire. Il n'y a donc pas de corrélation directe entre amplitude du forçage tectonique et amplitude de la variation de flux sédimentaire.

Dans le cas d'un forçage climatique, la présence de cônes alluviaux amplifie l'amplitude des fluctuations (Carretier & Lucazeau, 2005). Cela suggère que la position de l'exutoire qui contrôle la dynamique du relief par l'intermédiaire du gradient de pente est plus facilement mobile en réponse à un forçage climatique, s'il existe un corps sédimentaire au débouché du bassin versant.

La position de l'exutoire est le paramètre clé de la dynamique du relief puisqu'il est responsable du profil d'équilibre aussi bien dans le bassin versant que dans le corps sédimentaire. Modifier la position de ce point, quelque soit l'origine du forçage, induit une cyclicité sédimentaire à fine échelle ne se traduisant pas nécessairement en termes de variations de flux sédimentaire (Humphrey & Heller, 1995 ; Castelltort & van den Driessche, 2003).

I. 2. 4. 4) Interaction entre climat, tectonique et érosion ?

Si l'augmentation des flux sédimentaires plio-pléistocènes a bien une origine climatique (Zhang et al., 2001 ; Molnar, 2004), cela implique un couplage entre climat et érosion continentale. Or, il a été montré précédemment qu'il existait aussi une relation entre l'érosion à l'échelle des continents et la tectonique. Cela implique l'existence possible d'un couplage entre climat et tectonique. Malgré cela, le lien entre climat et tectonique n'est que supposé aujourd'hui (e.g. Molnar & England, 1990). Ces études montrent clairement des interactions entre climat, érosion, tectonique et flux sédimentaire, cependant la quantification de ces interactions (valeur, temps de réponse, évolution) reste un problème majeur. La connaissance du comportement individuel de chacun de ces paramètres est en fait insuffisante à l'heure actuelle. Identifier les processus d'érosion et les quantifier, puis ensuite quantifier l'influence relative du climat puis de la tectonique sur ces processus devrait permettre de véritablement discuter, à terme, des paramètres de contrôle des flux sédimentaires.

I. 2. 5. Flux sédimentaires et approche numérique

L'analyse des relations pente/aire drainée a été largement utilisée pour faire le lien entre processus d'érosion et formes topographiques associées (e. g. Seidl et al., 1994; Ijjasz-Vasquez & Bras, 1995; Moglen & Bras, 1995; Sklar & Dietrich, 1998; Stock & Montgomery, 1999; Snyder et al., 2000; Kirby & Whipple, 2001; Roe et al., 2002; Kirby et al., 2003; Lague & Davy, 2003; Wobus et al., 2003; Clark et al., 2005). Outre l'intérêt des relations pente/aire drainée pour caractériser les formes de la topographie, Howard & Kerby (1983) ont montré que les variations de vitesses d'érosion longitudinales pouvaient

s'intégrer dans un modèle qui relie la vitesse d'érosion E à l'aire drainée A (utilisée comme un proxy du flux d'eau) et à la pente locale S suivant une double loi de puissance :

$$E = KA^m S^n$$

avec K un paramètre lié, entre autre, à l'érodabilité du substrat, et m et n étant des exposants dépendants des processus modélisés (e.g. Howard et al., 1994; Whipple & Tucker, 1999).

Cette loi, appelée « Stream Power Law », est utilisée pour simuler le transport et l'érosion fluviale dans toutes les simulations numériques, avec quelques modifications de son expression selon le contexte de l'étude. Les études empiriques des bassins versants actuels (Fournier, 1960 ; Milliman & Meade, 1983 ; Pinet & Souriau, 1988 ; Milliman & Syvitski, 1992) et les travaux analytiques (e. g. Whipple & Tucker, 1999; Tucker & Whipple, 2002) convergent vers une formulation de ce type, cependant, aucune loi universelle entre flux de sédiment et caractéristiques du bassin versant n'est encore établie. Depuis les premiers modèles (Ahnert, 1976), de nombreux codes ont été développés en devenant de plus en plus performants suivant l'essor des calculateurs informatiques. Parmi les différents modèles 3D existants aujourd'hui, les principaux sont SIBERIA (Willgoose et al., 1991), GOLEM (Tucker & Slingerland, 1994), CASCADE (Braun & Sambridge, 1997 ; *Figure I-25*), ZSCAPE (Densmore et al., 1998), EROS (Crave & Davy, 2001), APERO (Carretier & Lucazeau, 2005). Ces modèles utilisent généralement des lois d'érosion différentes dans chacun des domaines du bassin versant afin de représenter la diversité des processus d'érosion. A plus fine échelle, d'autres modèles ont vu le jour comme le CSEP de Kirkby & Cox (1995) (*Figure I-25*) qui reproduit les variations saisonnières climatiques et l'influence de la végétation et de la formation des sols sur les processus d'érosion.

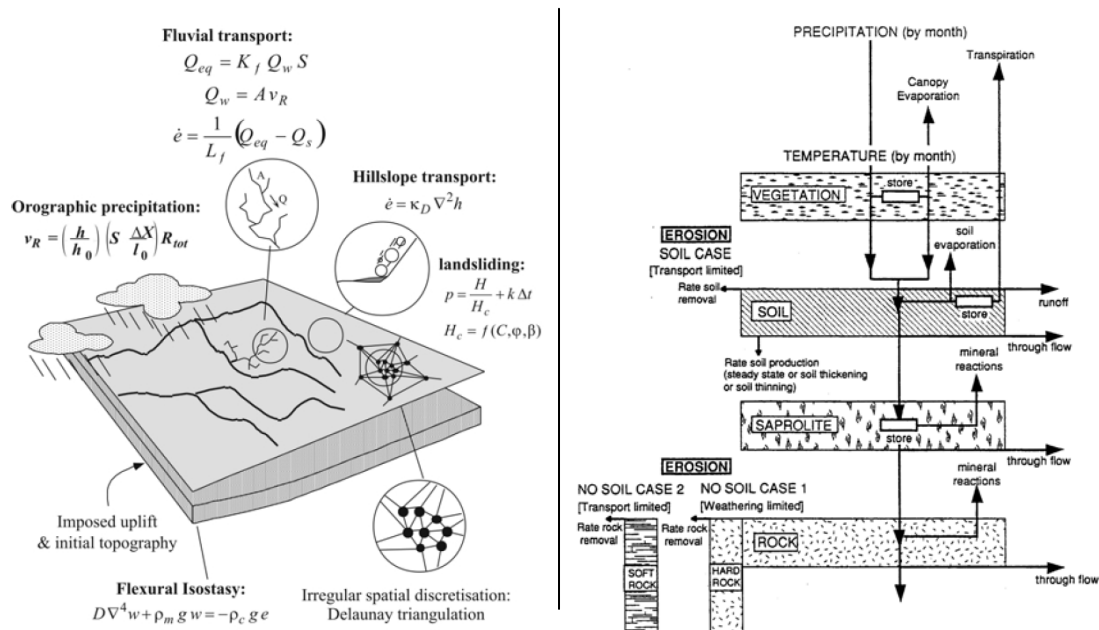


Figure I-25 : A gauche : Modèle CASCADE SPM de Braun & Sambridge, 1997 et ses principales équations (modifié de van Der Beek & Braun, 1998, 1999). A droite : Chaîne de traitement du modèle CSEP de Kirkby & Cox (1995). Le choix du climat implique une répartition des précipitations qui influence le développement de la végétation. La formation de sols influence ensuite l'efficacité de l'érosion (Leeder et al., 1998).

A l'heure actuelle, certaines études commencent à mettre en évidence les limites de la loi « Stream Power Law », voire à poser la question de sa validité (e. g. Molnar, 2003). Aussi, la caractérisation des processus d'érosion est une des thématiques sensibles de ces dernières années, ayant des répercussions aussi bien dans le monde de la géomorphologie que dans le monde de la sédimentologie et de la stratigraphie.

I. 2. 6. Architecture stratigraphique et flux sédimentaire : inversion et hiérarchisation

Les bassins versants alimentent les bassins sédimentaires en sédiments qui sont distribués, déposés et transférés dans le bassin en fonction des processus de transport, des conditions tectoniques et eustatiques. Pour un flux de sédiment donné, la distribution de faciès est contrôlée au premier ordre par l'accommodation. Au second ordre, la géométrie des dépôts est agencée en fonction des conditions hydrauliques, du volume et de la granulométrie des sédiments. Des approches numériques suggèrent alors qu'une géométrie sédimentaire n'est pas forcément directement reliée au flux sédimentaire et peut être restaurée à l'aide de jeux de paramètres de contrôles différents (Kendall & Lerch, 1988 ; Steckler et al., 1993 ; Heller et al., 1993). Relier l'architecture d'un corps sédimentaire et l'évolution de son bassin versant reste donc un grand défi. Les premiers travaux dans ce sens ont tenté d'appliquer les concepts d'évolution déterminés à partir des cônes quaternaires sur des cônes anciens afin de caractériser le bassin versant alimentant le système ancien (e.g. Mather et al., 2000). Cependant, les publications qui traitent de manière globale le système sédimentaire et son bassin versant sont très peu nombreuses (e.g. Clevis et al., 2003, 2004; *Figure I-26* ; Carretier & Lucazeau, 2005). Les approches numériques s'intéressant à la dynamique des reliefs et au flux sédimentaire (e.g. Allen & Densmore, 2000) considèrent généralement le bassin sédimentaire comme un réceptacle et ne s'intéressent pas à l'organisation interne des dépôts. Il n'existe en fait que très peu de ponts qui relient le monde de la géomorphologie quantitative et celui de la sédimentologie et de la stratigraphie.

Des approches numériques ont alors été développées pour quantifier les variations d'accommodation (e.g. Slingerland et al., 1993 ; Steckler et al., 1993 ; Granjeon, 1997), les variations à long terme du flux sédimentaire (van der Beck et al., 1994 ; van der Beck, 1995 ; Stock & Montgomery, 1996) et les variations à court terme du flux sédimentaire (Weltje & De Boer, 1993 ; Weltje, 1994 ; Weltje et al., 1996). Basées dans un premier temps sur des équations empiriques reliant flux sédimentaire et conditions climatiques (e.g. Langhein & Schumm ; 1958 ; Fournier, 1960 ; Douglas, 1967 ; Wilson, 1973), ces approches ont ensuite été beaucoup mieux contraintes à l'aide de modèles physiques reliant ruissellement, érosion et climat (modèle CSEP de Kirkby & Cox, 1995). Ces différentes approches ont souligné le caractère multi-variable de la relation entre flux sédimentaire, nature des sédiments, granulométrie et distribution spatiale (Weltje et al., 1998). Néanmoins, aucune de ces approches n'intègre l'ensemble des paramètres de contrôle du flux sédimentaire jusqu'à l'heure actuelle.

Quantifier et hiérarchiser les paramètres de contrôle du flux sédimentaire et de l'architecture stratigraphique apparaît alors indispensable pour développer des approches numériques cohérentes aux échelles de temps et d'espace souhaitées.

La hiérarchisation temporelle et spatiale des éléments de l'architecture stratigraphique apparaît bien contrainte à l'heure actuelle (e.g. Leeder, 1993 ; Guillocheau, 1995). La quantification de ces paramètres est par contre fortement dépendante des données chronostratigraphiques disponibles.

La hiérarchisation temporelle et spatiale des paramètres de contrôle du flux sédimentaire (climat, tectonique, érosion...) est beaucoup plus difficile à appréhender puisque le flux sédimentaire résulte d'une interaction complexe entre ces paramètres (e.g. Weltje et al., 1998).

Les approches numériques calibrées à l'aide de datations par méthode radiochronologique sont les seules à permettre de tester et valider des lois physiques reliant tous ces paramètres de contrôle au flux

sédimentaire. Couplé aux contraintes en provenance des bassins sédimentaires, le développement de méthodes inverses devrait à terme permettre d'établir une hiérarchisation et une quantification claires des paramètres de contrôle du flux sédimentaire.

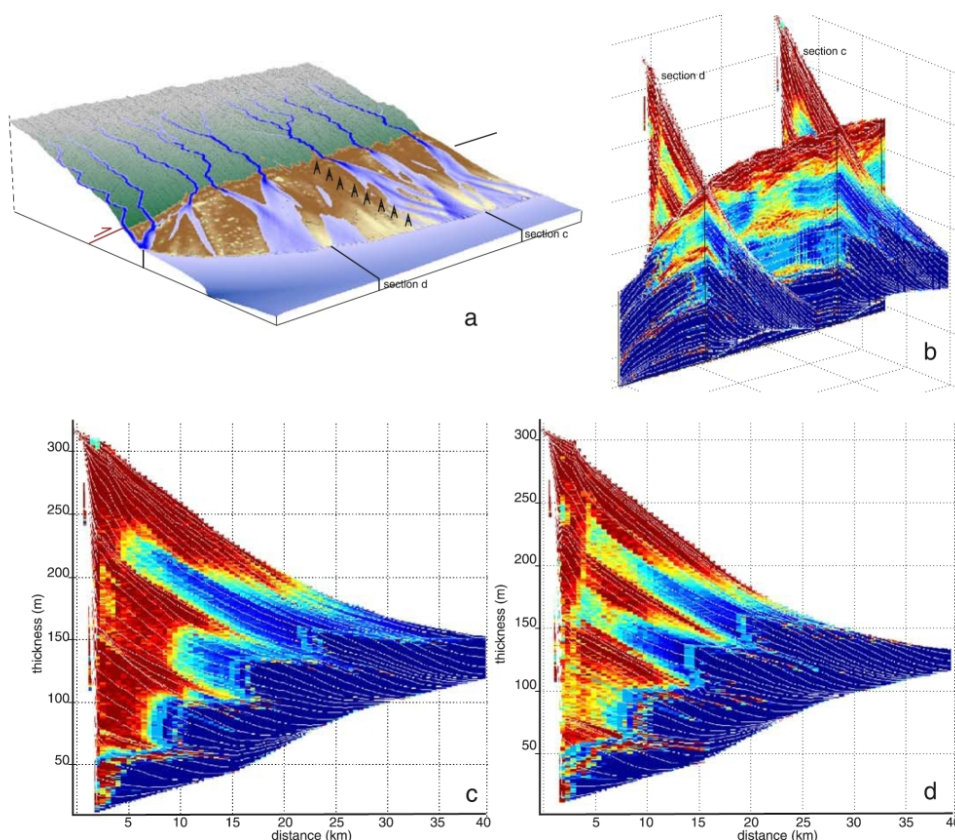


Figure I-26 : Modèle 3D et sections à travers l'expérience 8 de Clevis et al. (2003). La progradation des cônes est synchrone avec les phases de quiescence tectonique durant 0,2 Ma chacune. Les périodes d'aggradation correspondent à des périodes d'augmentation du taux de subsidence pendant 0,2 Ma. La fin de l'expérience (durée totale de 1,8 Ma) correspond à une période de quiescence tectonique de 0,4 Ma. Les différences latérales de progradation sont liées aux morphologies créées par la construction des différents cônes. Les couleurs rouges intenses correspondent à une fraction d'éléments grossiers de 100% et les couleurs bleues intenses correspondent à une fraction de 0% (Clevis et al., 2003).

I. 3. Synthèse et commentaires

Cette synthèse bibliographique thématique montre à quel point il est difficile d'identifier et de quantifier un facteur de contrôle de l'architecture stratigraphique des cônes alluviaux. Le climat est le facteur de contrôle de premier ordre pour les cônes quaternaires, alors qu'il n'est considéré que secondaire pour les cônes anciens. Hiérarchiser les facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique des cônes alluviaux et inverser cette architecture pour caractériser le forçage qui en est à l'origine sont deux étapes qui paraissent délicates. Un point ressort tout de même de cette synthèse, **les facteurs de**

contrôle au premier ordre de la morphologie des cônes semblent être **le flux sédimentaire et le flux d'eau**, quelque soit le contexte climatique ou tectonique.

Cela renvoie alors ce problème de facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique sur ceux du flux sédimentaire. **Le flux sédimentaire correspond à un volume de sédiment déposé dans le bassin sédimentaire par unité de temps, équivalent à un volume de roche érodée et/ou de sédiment déjà déposé dans le bassin versant par unité de temps.** Tectonique (surrection), climat et érosion sont les principaux facteurs de contrôle des flux sédimentaires. Ces trois facteurs interagissent entre eux, et il est bien difficile de pouvoir discriminer le facteur prédominant à grande échelle. **Alors que l'approche qualitative des flux n'est pas toujours évidente, c'est l'approche quantitative qui pose le plus de problème.** La quantification des flux sédimentaires est possible aussi bien à l'aide de données stratigraphiques (flux anciens) qu'à l'aide de données géomorphologiques (flux récents). Pour la quantification des flux anciens, il faut une contrainte d'âge forte et un modèle 3D détaillé du remplissage sédimentaire. Pour la quantification des flux récents, il faut faire appel à des estimations basées sur les charges des rivières. Dans ce dernier cas, le problème est la représentativité de la mesure et son extrapolation sur des temps plus longs.

Les modèles numériques consacrés à l'évolution des zones en érosion, sont à l'heure actuelle la seule issue qui permet de tester l'extrapolation des informations tirées de ces flux récents, et par là même de calibrer des lois physiques applicables sur la zone en érosion. **Couplés avec des modèles numériques de remplissage de bassin sédimentaire**, ces approches permettent d'aborder la question de **temps de réponse des systèmes, de hiérarchisation des facteurs de contrôle et même d'inversion du signal sédimentaire**. La définition de ces lois physiques (zone en érosion et zone en dépôt) est donc primordiale pour pouvoir réellement discriminer quantitativement les facteurs de contrôle du flux sédimentaire et de l'architecture stratigraphique.

Cette nécessité de travailler à différentes échelles de temps et d'espace et à l'aide de différentes approches complémentaire s'avère être indispensable aujourd'hui. Ces travaux de thèse, qui comprennent, une analyse de terrain (Chapitre I), un approche par modélisation numérique (Chapitre III) et une approche par modélisation expérimentale (Chapitre IV), s'inscrivent donc tout à fait dans cette dynamique de recherche qui vise à mieux contraindre le comportement du flux sédimentaire et de son enregistrement dans l'architecture stratigraphique.

Cette synthèse bibliographique a permis de soulever différents points majeurs qui seront abordés dans ce manuscrit :

- **Les modèles de dépôt et de facies des cônes alluviaux et des fan deltas** proposés dans la littérature sont relativement simples et **n'intègrent pas le caractère dynamique du profil** de dépôt en relation avec les facteurs de contrôle (tectonique, eustatisme...). (Chapitre II, article 2)
- Le développement des cônes alluviaux et fan deltas dans le temps et l'espace en contexte de rift sont bien décrits dans des modèles qui reposent sur des études à l'échelle du bloc basculé, cependant, **aucune coupe habillée en facies recoupant l'ensemble de la marge d'un rift n'existe dans la littérature**. (Chapitre II, article 3)
- Différentes approches par modélisation numérique stratigraphique suggèrent qu'une géométrie peut être restaurée à l'aide de différents jeux de paramètres (tectonique, flux de sédiment, eustatisme), cependant, **dans quelle est la marge de liberté de ces paramètres de contrôle qui permet de reproduire cette même géométrie ?** (Chapitre III)

- **Il n'existe pas d'arguments géométriques ou sédimentologiques** directes qui peuvent être identifiés sur le terrain **pour inverser le signal sédimentaire et remonter au facteur de contrôle** (climat, tectonique, flux de sédiment...). (Chapite IV)
- **L'enregistrement de la croissance du réseau hydrographique dans l'architecture stratigraphique** du cône alluvial ou même du remplissage de bassin est une proposition qui n'a jamais été testée par approche numérique ou même expérimentale. (Chapitre IV)

II . Le Golfe de Corinthe

Ce chapitre s'organise en deux grands ensembles autour du cas d'étude traité au cours de ces travaux de thèse : la marge sud du golfe de Corinthe.

Dans un premier temps, une **synthèse bibliographique** est proposée afin de faire le point sur l'état des connaissances concernant le golfe de Corinthe. De nombreuses controverses liées à l'évolution du golfe de Corinthe persistent à l'heure actuelle, aussi, une attention particulière sera portée sur le contexte géodynamique et sur les modèles d'évolution de la région Egée et du golfe de Corinthe. Le point sur le contexte eustatique, climatique et stratigraphique du golfe de Corinthe sera aussi proposé dans cette synthèse bibliographique. Des questions seront alors soulevées, initiant ainsi l'étude de terrain réalisée au cours de cette thèse.

Dans un second temps, les travaux et résultats de cette étude de terrain sont présentés sous forme de **trois articles**, amenant des éléments de réponses sur la stratigraphie, l'évolution paléoenvironnementale, l'architecture stratigraphique et l'évolution structurale de la marge sud du golfe de Corinthe. L'ensemble des données de terrain sont reportées dans les annexes.

Cette synthèse bibliographique et cette étude de terrain permettent d'établir **une base de données**, qui constituera alors le point de départ des approches modélisatrices développées dans la suite de ce manuscrit.

II . 1. Etat des connaissances

II. 1. 1. Introduction

Le Golfe de Corinthe sépare la Grèce centrale, au Nord, du Péloponnèse au Sud. Il s'étend sur 130 km avec une largeur moyenne de 30 km qui se réduit progressivement vers l'Ouest (5 km) (*Figure II-1*). Orienté selon une direction N120, il recoupe obliquement les structures de la chaîne Hellénique. La connexion avec la mer Méditerranée est assurée à l'ouest par le seuil de Rion-Antirion (-60 m). La tranche d'eau est maximale dans la partie orientale du golfe et peut atteindre 850 m. C'est aussi dans cette zone que l'épaisseur de sédiments est maximale avec plus de 2000 m de dépôts (Clément, 2000).

Le taux d'extension du golfe de Corinthe est un des plus importants du monde à l'heure actuelle (~15 mm/an). Cette région a une activité sismique importante (Rigo, 1994) comme en témoignent les séismes de 1981 (péninsule de Perachora), de 1992 (Galaxidi) et de 1995 (Aigion) avec des magnitudes dépassant 5. L'ouverture du golfe est souvent considérée comme plus tardive à l'Ouest qu'à l'Est, mais elle est actuellement plus rapide à l'Ouest : de l'ordre 13-15 mm/an à l'ouest et de 7-10 mm/an à l'est, au niveau de la ville de Corinthe (Clarke et al., 1998 ; Briole et al., 2000).

Les rives du golfe présentent une asymétrie tant du point de vue de la couverture sédimentaire que de la tectonique (*Figure II-1*). Seule la marge sud présente des dépôts de conglomérats quaternaires et est découpée sur 20 km de large par une série de failles pendant vers le Nord et cumulant des déplacements verticaux dépassant 1000 m (*Figure II-5*). A l'opposé, la marge nord présente quatre surfaces d'érosion remarquables dont la plus ancienne serait d'âge Miocène-Pliocène (Sweeting, 1967). La marge sud est en surrection depuis le Pléistocène supérieur alors que la marge nord semble stable ou subsiste très lentement depuis le début du rifting (Lykousis et al., 2004).

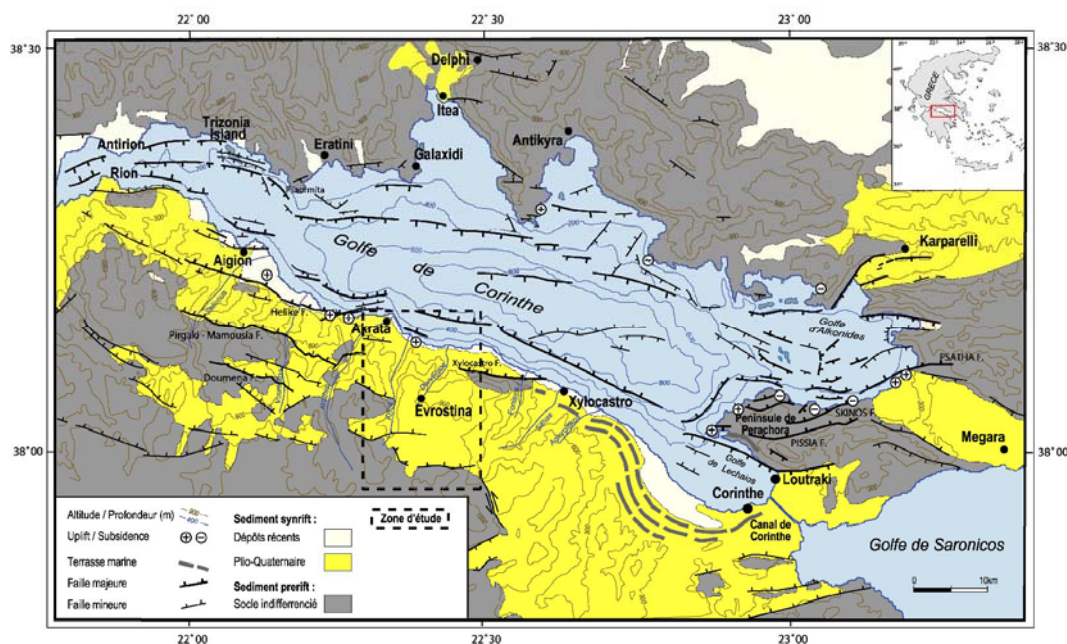


Figure II-1 : Cadre structural du golfe de Corinthe et localisation de la zone d'étude (modifié d'après Moretti et al., 2003).

II. 1. 2. Historique des travaux de recherche

Le rift de Corinthe a suscité l'intérêt de nombreux auteurs ces dernières décennies et éveillait déjà la curiosité des géologues du XIX^e siècle (Philipson, 1892). Dès le début du siècle, les auteurs proposent une évolution du rift polyphasée (Desperet, 1913), mais les études sédimentologiques et stratigraphiques sont très peu développées. Dans les années 1950-60, les thématiques de recherche étaient principalement orientées vers l'évolution de la chaîne Hellénique et les dépôts quaternaires (e.g. Aubouin et al., 1963). La plupart de ces études sont tombées en désuétude mais ont sensiblement marqué la deuxième grande génération de chercheurs des années 1970-1980 qui se sont intéressés aux remplissages plio-quaternaires mais aussi à l'étude du socle et de la structuration de la marge (e.g. Keraudren, 1970, 1971, 1972 ; Dufaure, 1975 ; Dufaure et al., 1979 ; Jacobshagen et al., 1978 ; Le Pichon & Angelier, 1979).

A partir de 1980, des avancées significatives sont faites en sédimentologie et en géologie structurale grâce au développement de nouveaux concepts dans ces domaines (Kontopoulos & Doutsos, 1985 ; Collier, 1988 ; Doutsos & Piper, 1990 ; Collier & Dart, 1991). En parallèle, le contexte géodynamique de l'arc égéen est de mieux en mieux contraint (e.g. Tselentis & Makropoulos, 1986 ; Doutsos et al., 1988 ; Jolivet et al., 1994). Néanmoins, la connexion du golfe de Corinthe avec la mer Egée et son évolution spatio-temporelle restent des points inexpliqués et seront les principaux axes de recherche à partir des années 90 (e.g. Rigo et al., 1996 ; Roberts & Koukouvelas, 1996 ; Sorel, 2000 ; Westaway, 2002 ; Nyst & Thatcher, 2004 ; Zelt et al., 2004). Les études sédimentologiques, quant à elles, se focalisent sur les Gilbert-type fan deltas géants (e.g. Ori et al., 1991 ; Poulimenos et al., 1993 ; Dart et al., 1994 ; Gawthorpe et al., 1994 ; Zelilidis & Kontopoulos, 1996 ; Zelilidis, 2003). Depuis l'entrée dans le nouveau millénaire, le golfe de Corinthe a connu un regain d'intérêt avec les projets de la Communauté Européenne "Corinth Rift Laboratory", du "GDR Corinthe" et plus récemment du "3HAZ" centré sur les

risques sismiques. Au cours de ces travaux de thèse (2004 à 2006) plus de 40 articles traitant du golfe de Corinthe ont été publiés dans des revues scientifiques par différents laboratoires (grecques, français, anglais, allemands, américains...). Les récentes thèses de Clément (2000), Flotté (2002), Latorre (2004) et de Le Pourhiet (2004) témoignent aussi du dynamisme scientifique dans lequel cette thèse s'inscrit.

II. 1. 3. Cadre géodynamique

Le contexte géodynamique du golfe de Corinthe, et plus largement de la Grèce, s'inscrit dans le cadre de la formation des Alpes suite à la « cicatrisation » du domaine téthysien. La convergence entre l'Afrique et l'Europe engendre la formation de la chaîne des Hellénides composée de fronts de chevauchement NW-SE et la formation de l'arc de subduction hellénique (*Figure II-2*).

Le sous-bloc égéen, partie occidentale de l'Anatolie, se situe (1) entre l'Eurasie et l'Afrique qui convergent selon une direction nord/sud, (2) l'Arabie qui remonte vers le Nord et (3) l'Anatolie qui subit une extrusion vers l'ouest relativement à l'Europe. L'Anatolie se déplace en direction de l'Afrique selon une rotation anti-horaire de l'ordre de 25 mm/an (Le Pichon et al., 1995) en se découplant de l'Eurasie par l'intermédiaire de la Faille Nord-Anatolienne (FAN : 2,3 cm/an, McClusky et al., 2000). Cet accident décrochant aurait commencé à jouer à partir du Miocène (~ 13 Ma) dans sa partie orientale et se serait propagé vers l'ouest pour déboucher en mer Egée au Pliocène (~ 6-4 Ma) (Barka & Hancock, 1984 ; Armijo et al., 1999) avec un déplacement horizontal cumulé de l'ordre de 85 km (Armijo et al., 1999).

Cette région présente une limite de plaque à géométrie complexe (*Figure II-2*) puisque le régime de déformation évolue de la collision continentale (Alpes et Dinarides), à la subduction océanique (arc hellénique) en passant par des systèmes transverses accommodant les gradients de vitesse différentiels entre ces grands domaines, comme la Faille de Céphalonie (FC) qui est un cisaillement dextre (Cocard et al., 1999).

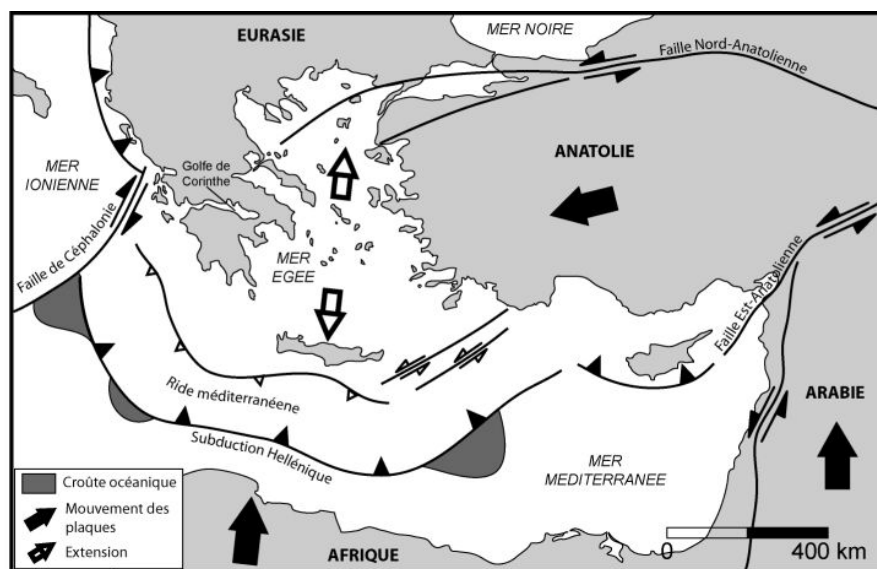


Figure II-2 : Contexte géodynamique de la Grèce et du golfe de Corinthe (simplifié d'après Le Pichon et al., 1995 ; Armijo et al., 1996).

La limite structurale majeure entre l'arc égéen et l'Afrique correspond à la subduction hellénique (*Figure II-2*). Actuellement, les plaques Afrique et Eurasie convergent de 1 cm/an selon une direction N-S (DeMets et al., 1994). La subduction se serait initiée au Crétacé supérieur avec la mise en place des nappes internes de la future chaîne hellénique (Argus et al., 1989). Du Crétacé supérieur au Paléogène, la vitesse de subduction est assez faible (1 cm/an ; Marroni et al., 1992) puis s'est ensuite accélérée à partir du Miocène (Faccenna et al, 2001).

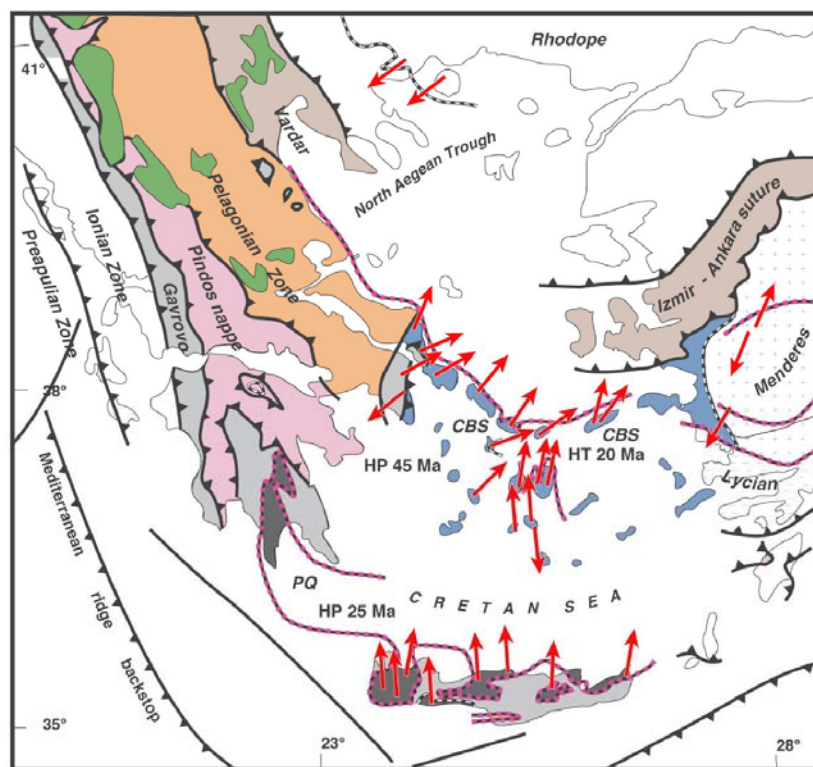


Figure II-3 : Schéma structural des nappes de la chaîne hellénique de la région Egéenne. (Buick & Holland, 1989 ; Faure et al., 1991 ; Lee & Lister, 1992 ; Gautier et al., 1993 ; Gautier & Brun, 1994 ; Jolivet et al., 1994, 1996 ; Foster & Lister, 1999, in Jolivet et al., 2003) CBD : Cycladic Blueschists, PQ : Phyllite-Quartzite Nappe, HP : High Pressure, HT : High Temperature.

Trois grandes unités peuvent se distinguer d'Est en Ouest (*Figure II-3*) :

La nappe du Pinde-Parnasse. Datant du Trias au Crétacé supérieur, la séquence globale comporte des coulées volcaniques à la base, puis des faciès radiolaritiques, des faciès calcaires (plate-forme et bassin) et des faciès de type flysch (turbidites clastiques) au sommet (Fleury, 1980). La série peut atteindre 800 m d'épaisseur.

La nappe du Gavrovo-Tripolitsa. Datant du Trias à l'Eocène supérieur, il s'agit d'une épaisse (1000 à 1500 m) formation carbonatée (faciès bassin majoritairement) surmontée de faciès de type flysch (turbidites clastiques, Eocène) d'une centaine de mètres d'épaisseur (Thiébaud, 1982). Dans le Sud du Péloponnèse, ces niveaux affleurent dans des fenêtres tectoniques recoupant la nappe du Pinde et sont métamorphisés. La nappe des phyllades qui affleurent dans la fenêtre tectonique au niveau de la dépression de Feneos pourrait correspondre à la base de cette série (Lekkas & Papanikolaou, 1978 ; Thiébaud, 1982).

La nappe Ionienne. Datant du Trias à l'Oligocène, la séquence globale comporte des dépôts évaporitiques à la base (Trias), puis des faciès calcaires (bassin) et des faciès de type flysch au sommet (turbidites clastiques, Oligocène) (Fleury, 1980). Les faciès triasiques évaporitiques sont considérés comme de très bons niveaux de décollement en Grèce continentale et dans le NW du Péloponnèse.

La transition entre le contexte compressif et le contexte distensif se fait autour de 25-30 Ma (Jolivet, 2001) dans le nord de la région égéenne. Après la période distensive du Miocène marquant l'ouverture de la mer Egée (Le Pichon & Angelier, 1979 ; Jolivet et al., 1994 ; Armijo et al., 1996) et l'initialisation de futurs rifts, le domaine égéen reste en contexte distensif jusque dans l'actuel. Deux événements compressifs ponctuels sont cependant identifiés dans les grabens recoupant la zone Pélagonienne, au Pliocène inférieur et au Pléistocène inférieur (Philip, 1974, Mercier et al., 1987 ; Sorel, 1989). Le taux d'extension actuel est de l'ordre de 30 mm/an par rapport à la plaque eurasienne (Kahle et al., 1998 ; Jolivet, 2001). Plusieurs mécanismes géodynamiques sont proposés dans la littérature pour expliquer **l'origine de l'extension en mer Egée** : (1) soit **l'effondrement gravitaire** d'une croûte sur-épaissie suite à la formation d'une chaîne de montagne alpine (Horvath & Berckhemer, 1982; Gautier et al., 1999; Jolivet, 2001), (2) soit **l'amincissement lithosphérique** de la zone d'arrière-arc de la subduction Europe/Afrique (Papazachos & Comninakis, 1971; Doustos et al., 1988) ou encore (3) la rotation de micro blocs en relation avec la **propagation de la Faille Nord Anatolienne** (Dewey & Sengör, 1979; Armijo et al., 1999). Une combinaison de ces mécanismes est aussi envisageable pour expliquer l'origine de l'extension en mer Egée (e.g. Moretti et al., 2003).

De **nombreux modèles géodynamiques** existent dans la littérature pour expliquer l'évolution de la région Egéenne, proposant chacun des limites de micro blocs très différentes découpant la zone Egée (*Figure II-4*, Nyst & Thatcher, 2004). Les travaux de Nyst & Thatcher (2004) font le point sur l'ensemble des modèles proposés depuis les premiers travaux de McKenzie (1972, 1978) sur la zone Egée et le lecteur est invité à consulter de travail pour plus de détails.

Le modèle de **McKenzie (1972, 1978)** présente trois plaques rigides (*Figure II-4a*). Ce modèle a été critiqué car il suggère la présence d'une faille décrochante en Grèce continentale dans le prolongement de la faille Nord Anatolienne, qui n'existe pas.

Ensuite, le modèle de **McKenzie & Jackson (1983, 1986)** a été le premier à proposer une rotation anti-horaire de la Grèce pour expliquer le développement des structures extensives comme le golfe de Corinthe et l'absence de la faille décrochante précédemment invoquée (*Figure II-4b*). Ce modèle est en accord avec les mesures actuelles de GPS.

Le modèle de **Taymaz et al. (1991)** a fait suite à ces deux précédents modèles en soulignant l'importance des structures décrochantes dans le nord du domaine égéen, face aux structures distensives dans la partie centrale de la Grèce et dans le Péloponnèse principalement à l'aide de mesures GPS (*Figure*

II-4c). Neuf micro plaques seraient alors mobiles les unes par rapport aux autres, avec des mouvements complexes de rotation.

Le Pichon et al. (1995) a proposé ensuite un modèle avec une rotation horaire de la Grèce continentale et une rotation antihoraire de la plaque Anatolie (Figure II-4d). Ces deux mouvements opposés seraient alors accommodés au niveau de la région englobant le golfe de Corinthe, expliquant ainsi une ouverture plus rapide du golfe à l'ouest et le caractère décrochant des structures dans le domaine nord égéen.

Le modèle d'Armijo et al. (1996) a proposé une nouvelle vision de la mer Egée, en reliant les structures distensives en Grèce avec celles en Turquie (Figure II-4e). Toutes ces structures seraient alors accommodées par la faille Nord Anatolienne.

McClusky et al. (2000) a ensuite proposé un modèle à partir de données GPS avec trois principaux blocs et une rotation horaire du Péloponnèse qui serait découpé du bloc constitué par la Grèce continentale au niveau du golfe de Corinthe (Figure II-4f).

Goldsworthy et al. (2002) a ensuite proposé un modèle à partir de mesures GPS et de données de terrain, qui découpe la Grèce continentale en trois micro blocs présentant une rotation horaire permettant de restaurer les structures distensives comme le golfe d'Évia (Figure II-4g). L'ouverture du golfe de Corinthe résulterait du mouvement de ces micro blocs par rapport au Péloponnèse plus au sud.

Enfin, Nyst & Thatcher (2004) proposent un modèle à partir de donnée GPS très proche de celui de Goldsworthy et al. (2002) avec quatre micro plaques (Figure II-4h). Ce modèle qui est probablement le plus simple de tous ceux présentés jusqu'ici, reproduit parfaitement la distribution de la déformation actuelle illustrée par les mesures GPS. Nyst & Thatcher (2004) soulignent cependant que les quatre micro plaques rigides présentent localement des déformations internes.

Ces différents modèles soulignent la complexité de la zone et la difficulté de relier l'évolution de la mer Egée avec l'ouverture du golfe de Corinthe. De plus, ils reposent presque tous sur des données GPS actuelles, qui ne sont peut être pas représentatives des déformations passées (vitesse, direction...). Enfin, la plupart de ces modèles ne prennent pas en compte l'évolution des structures profondes (géométrie du slab, *metamorphic core complexes*) qui semblent jouer un rôle majeur dans l'organisation structurale de la région (e.g. Jolivet et al., 2003).

Dans ce contexte géodynamique complexe et encore sujet à controverse, le mécanisme permettant d'expliquer l'ouverture du golfe de Corinthe et l'évolution de celui-ci au cours du temps est encore incertain. Est-il une zone d'accommodation qui s'inscrit aussi dans le prolongement de la faille Nord Anatolienne ? Est-il une zone d'accommodation entre deux micro plaques présentant des rotations en sens opposés ? Est-il lié au stade précoce de l'évolution d'un *metamorphic core complexe* ? Ou bien, s'agit-il d'un rift au sens stricte ? Ces questions, qui vont bien au-delà des objectifs de ce travail, restent toujours à l'heure actuelle sans réponse.

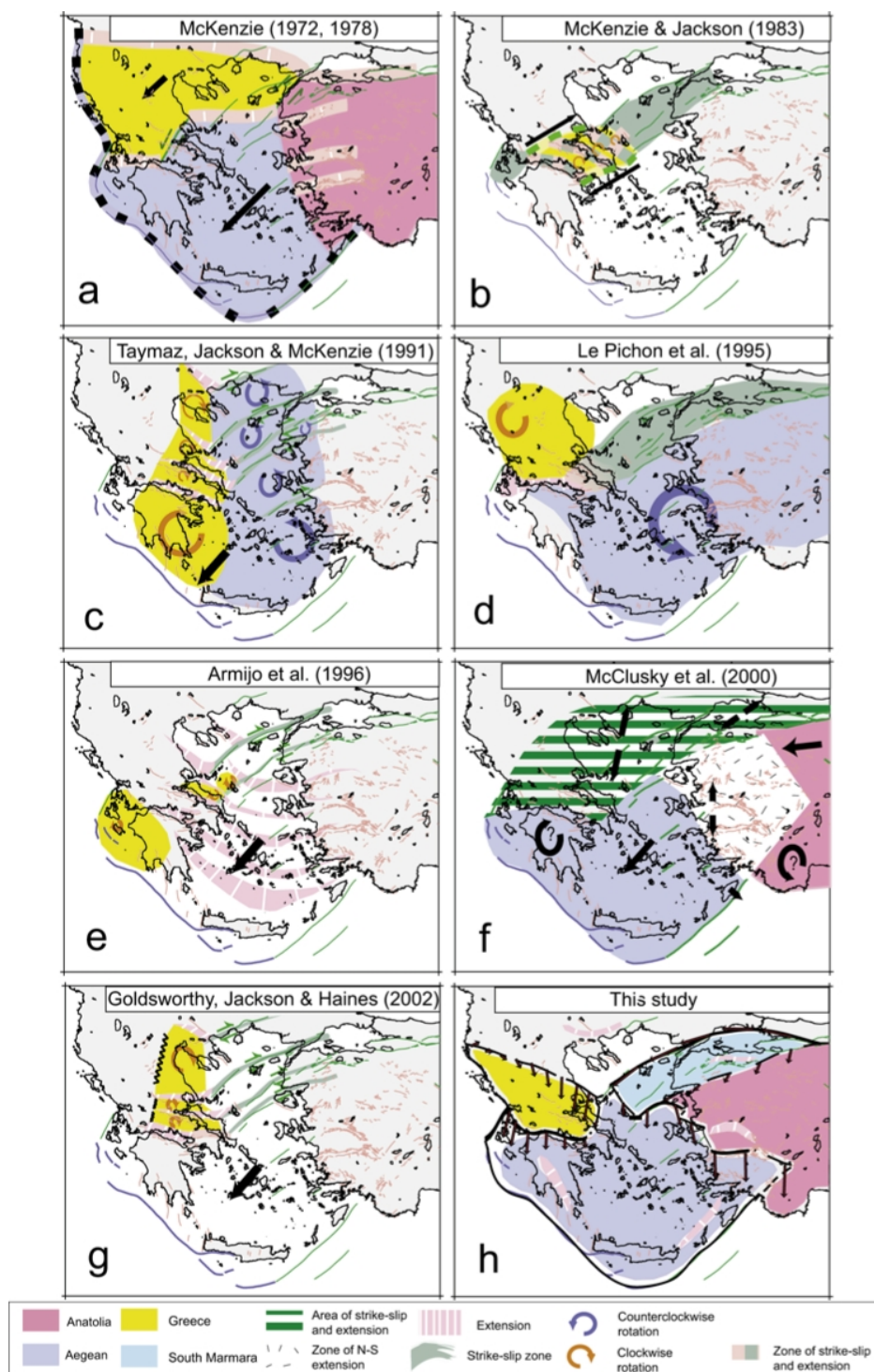


Figure II-4 : Les différents modèles géodynamiques de la région égéenne (Nyst & Thatcher, 2004). Voir détails dans le texte.

II. 1. 4. Les modèles d'évolution du rift de Corinthe

Peu d'études ont été consacrées à la paléogéographie de la région avant l'ouverture du rift. Après la formation de chaîne plissée hellénique (Eocène à Miocène inférieur), les auteurs proposent un paysage de pénéplaine avec quelques paléo-reliefs de faible altitude (Desprairie, 1977 ; Dufaure, 1975). Cette surface d'aplanissement serait d'âge Miocène (Dufaure, 1975). La surrection des reliefs formant l'épaule sud du rift (Erymanthe, Chelmos, Oligirtos) interviendrait ensuite au Pliocène (Hageman, 1979)

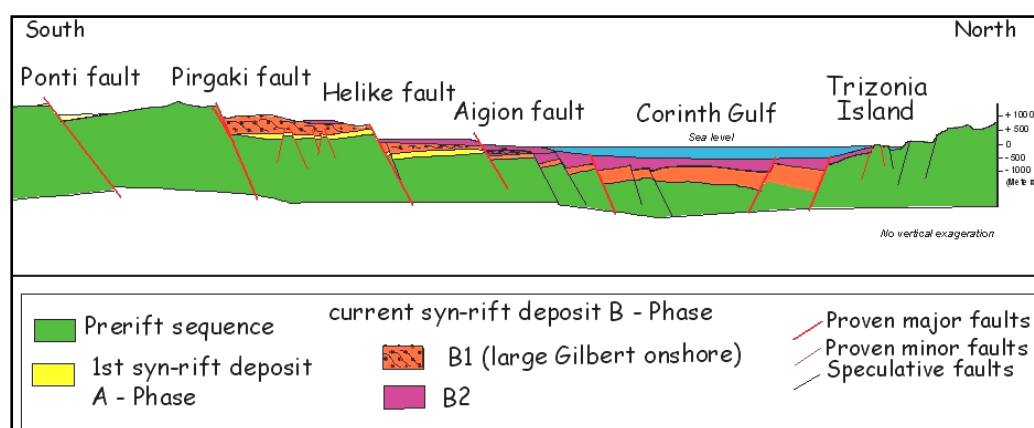


Figure II-5 : Coupe schématique de l'ensemble de golfe de Corinthe au niveau d'Aigion (Moretti et al., 2003).

Depuis plus d'un siècle, les auteurs s'accordent sur une évolution du golfe de Corinthe en **deux grandes étapes** (e.g. Philipson, 1892 ; Desperet, 1913 ; Dercourt, 1964 ; Sébrier, 1977, Kontopoulos & Doutsos, 1985 ; Ori, 1989). Dans un premier temps, le rift de Corinthe aurait commencé à s'ouvrir au Pliocène (Keraudren & Sorel, 1987 ; Ori, 1989) avec un **remplissage continental à lacustre sous faible tranche d'eau**. Les premières intrusions marines dans le bassin « Proto-golfe » serait d'âge Pliocène moyen. Ensuite, la mise en place de **Gilbert-type fan deltas géants** marquerait l'approfondissement du bassin (Ori, 1989). Le développement de corps sédimentaires de cette taille, associés à des systèmes turbiditiques, correspondrait à la deuxième étape d'ouverture du golfe. Certains auteurs proposent même **une troisième phase avec la surrection de la marge sud et la migration de l'activité des failles** vers le nord (e.g. Goldsworthy & Jackson, 2001 ; Moretti et al., 2003, Leeder et al., 2003). Différents modèles d'évolution paléogéographiques existent parmi ces auteurs soutenant une vision polyphasée du rifting. Certains proposent une progradation majeure des Gilbert-type fan deltas (à l'est de la zone d'étude : Doutsos & Piper, 1990 ; à l'ouest de la zone d'étude : Doutsos & Poulimenos, 1992) liés à migration de l'activité des failles, impliquant une migration vers le nord de la ligne de côte, alors que d'autre proposent une relative stabilité de la ligne de côte pendant la structuration du rift (Seger & Alexander, 1993 ; Zelilidis, 2000).

A l'opposé de cette vision polyphasée, Sorel (2000) propose une ouverture du golfe continue avec une migration du golfe en direction du Nord. Ce modèle est soutenu par une approche numérique (Chéry, 2001) et par des données complémentaires de terrain (Flotté et al., 2005). Moretti et al. (2003) s'opposent à ce modèle pour deux raisons. Tout d'abord, les données sismiques montrent que les dépôt-centres du golfe actuel migrent vers le Sud. Ensuite, les 2 km de sédiments accumulés dans le fond du golfe actuel

n'ont pas pu se déposer en seulement 0,3 Ma comme le suggérerait le modèle de Sorel. En effet, cela impliquerait un taux de sédimentation plus de dix fois supérieur au taux de sédimentation actuel.

Cette divergence entre vision polyphasée et déformation continue réside dans le fait que la structure de la marge est encore sujette à controverse. En effet, il n'y a pas de données fiables permettant de mettre en relation la géométrie des failles à l'affleurement (pente de 45° à 75°) avec les données sismologiques.

Le premier modèle (dit de "Sorel") fait appel à une faille de détachement "*low-angle normal fault*" dont la pente est de l'ordre de 20° vers le Nord. Les failles normales qui affleurent sur la marge sud du golfe seraient soit rectilignes (Rigo, 1994 ; Rigo et al., 1996) soit courbes (Doustos & Poulimenos, 1992 ; Sorel 2000, Flotté 2002) et viendraient se connecter sur cette faille de détachement (*Figure II-6*). Ce modèle repose sur (1) la disposition spatiale des microséismes (Rietbrock et al., 1996 ; Hatzfeld et al., 2000), (2) le mécanisme au foyer et la détermination du plan nodal des séismes majeurs (Hatzfeld et al., 1996 ; Bernard et al., 1997) et (3) la géométrie des failles et l'organisation des dépôts à l'affleurement. Cependant, les données sismologiques ne sont pas en accord avec la géométrie de la faille de détachement.

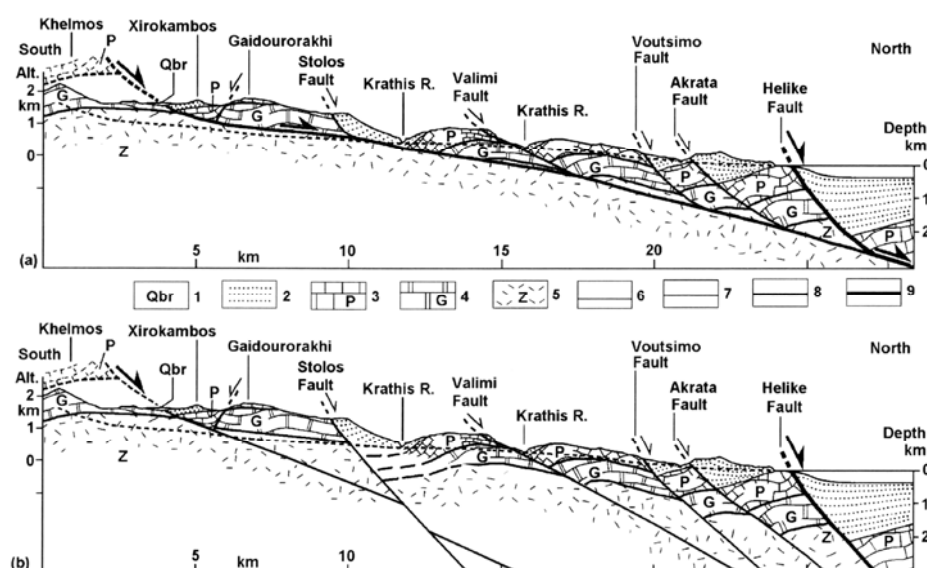


Figure II-6 : Coupes interprétées de la marge sud du golfe de Corinthe (Westaway, 2002). (a) modèle de Sorel (2000) avec une faille de détachement de type "low-angle". (b) proposition alternative de Westaway (2002) sans faille de détachement. 1: Pléistocène inférieur à Pléistocène moyen, 2: autres sédiments quaternaires, 3: nappe du Pinde-Olonos, 4: nappe du Gavrovo-Tripolitsa, 5: groupe des schistes du Zarouchla, 6: contact stratigraphique, 7: anciennes failles inverses et failles normales inactives, 8: partie inactive de la faille de type "low-angle", 9: faille normale active, la ligne en pointillés correspond à la projection du profil de la rivière du Krathis.

A l'opposé, Westaway (2002) a montré que l'ensemble des données de surface utilisées par Sorel (2000) pouvaient tout aussi bien être interprétées autrement ; sans faille listrique ni faille de détachement (*Figure II-6*). Westaway (1999) souligne également les difficultés mécaniques pour générer une faille type "*low-angle*". Certaines missions visant à imager le détachement de Sorel (2000) en mer n'ont d'ailleurs pas abouti (Zelt et al., 2004).

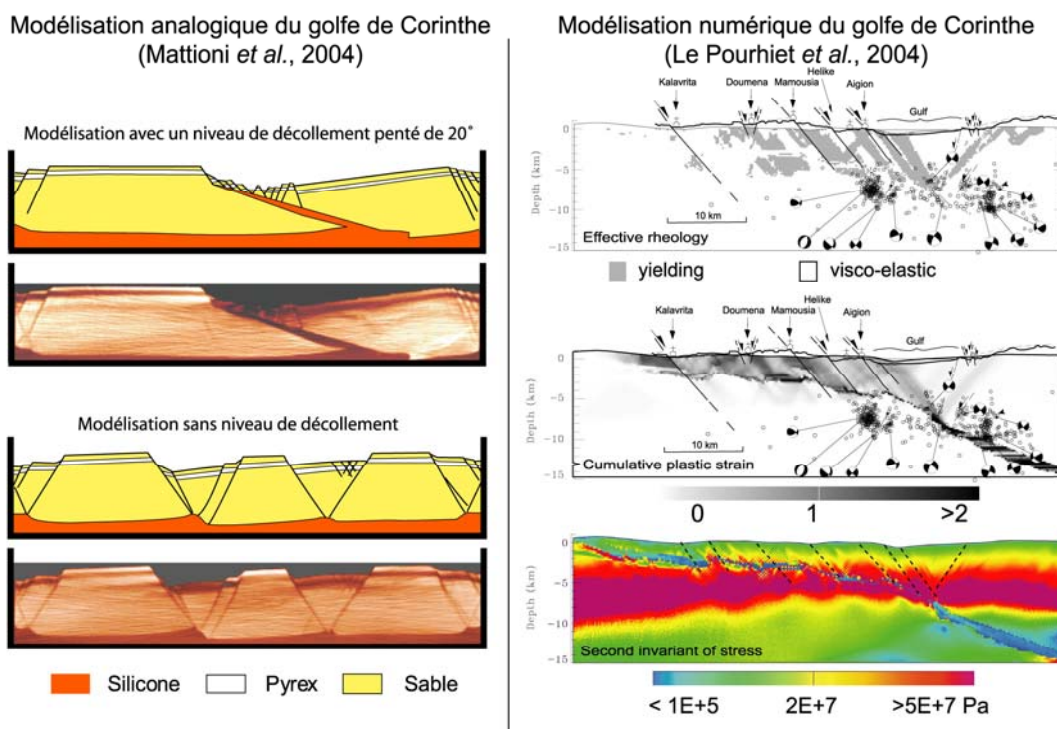


Figure II-7 : Comparatif entre les modèles analogiques (Mattioni et al., 2004) et les modèles numériques thermo-mécaniques (Le Pourhiet et al., 2004) visant à reconstruire le schéma structural du golfe de Corinthe.

L'importance des structures préexistantes du socle sur le développement d'un rift est décrite dans de nombreux systèmes de rift (Est africain, golfe de Suez...). Ces structures influencent la localisation, le style structural, la propagation et la configuration du rift (Daly et al., 1989). Cette réactivation est d'ailleurs souvent invoquée pour expliquer la dissymétrie des rifts (Rosendahl et al., 1986). Cette voie a donc été explorée afin de tester l'influence de telles structures sur le développement du rift de Corinthe (Exadaktylos et al., 2003 ; Le Pourhiet et al., 2003, 2004 ; Mattioni et al., 2004). Couplé avec une modélisation analogique (Mattioni et al., 2004), le modèle numérique de Le Pourhiet et al. (2003, 2004) montre que le niveau de chevauchement de la chaîne hellénique (cycle Alpin), assimilable à une transition ductile - cassant à l'intérieur de la croûte, pourrait correspondre à la zone sismique active où s'enracineraient les failles normales (Figure II-7). Ce niveau fragile aurait alors joué (1) le rôle de plan de décollement lors de la phase compressive puis, (2) aurait été réactivé lors de la distension (Ghorbal, 2002). Cependant, faute de résolution, ils ne permettent pas d'expliquer l'évolution morpho - structurale de la marge et sa relation au couple érosion - sédimentation.

II. 1. 4. 1) Le couple subsidence-surrection

Le secteur d'étude présente une **histoire subsidence-surrection complexe** puisque les **zones qui ont permis l'accumulation de près de 2000 m de sédiments sont aujourd'hui portées à plus de 1500 m d'altitude** (Figure II-8). Beaucoup de données concernant les mouvements verticaux sont disponibles grâce à l'étagement de terrasses marines à proximité de la ligne de rivage actuelle (e.g. Keraudren & Sorel, 1987 ; Vita-Finzi, 1993 ; Armijo et al., 1996). Cependant, ces taux de surrection, de l'ordre de 1 à 2 mm/an, ne sont utilisables que pour une période de temps récente (jusqu'à 0,3-0,5 Ma) et sur un secteur donné (côte). La synthèse des données provenant de ces terrasses indique que le taux de surrection augmente légèrement d'est en ouest sur la marge sud de golfe de Corinthe. Sur une période de temps relativement équivalente (jusqu'à 0,25 Ma), la marge nord du golfe de Corinthe est en subsidence avec un taux de l'ordre de 0,1 mm/an (Lykousis et al., 2004). Ce taux de subsidence peut atteindre 3,6 mm/an au cœur du bassin au cours des derniers 25 ka (e.g. Perissoratis et al., 2000 ; Moretti et al., 2004). Dans le golfe de Patras, le taux de subsidence peut atteindre 5 mm/an (Chronis et al., 1991). Sur cette même période de temps, le taux de sédimentation maximal dans le golfe de Corinthe est 1,8 mm/an (Moretti et al., 2004). Le système est donc en déséquilibre en faveur de la subsidence engendrant une augmentation de la tranche d'eau. En plus de cette surrection différentielle E-W, l'ensemble du Péloponnèse a subi un basculement N-S (Doustos & Piper, 1990 ; Armijo et al., 1996). Ce basculement est estimé entre 2° et 15° (Flotté, 2002) à partir de données de terrain.

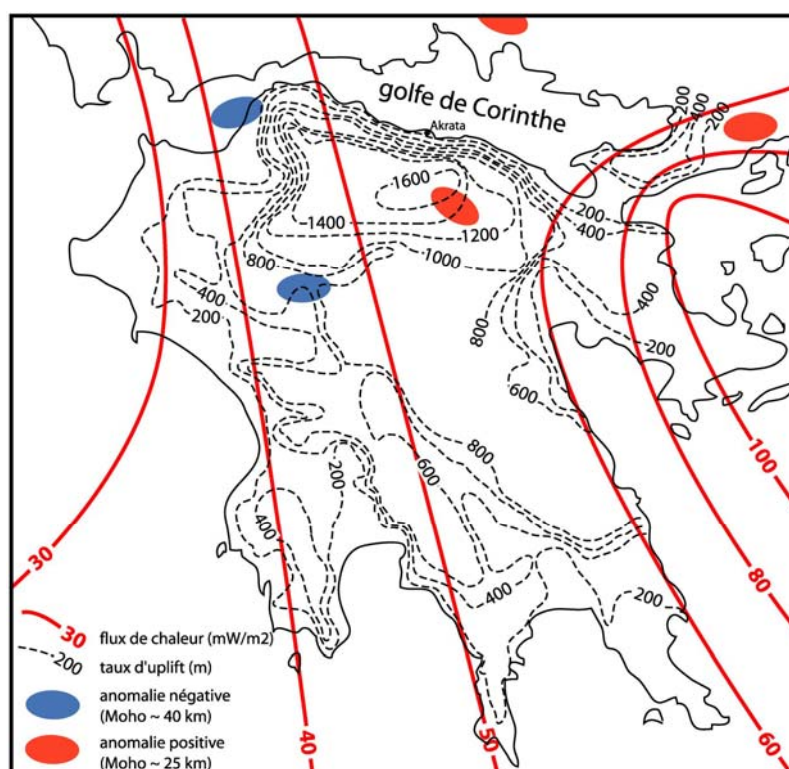


Figure II-8 : Taux de surrection basé sur la position actuelle des faciès quaternaires (Philipson, 1892), flux de chaleur (Fytikas & Kolios, 1979) et profondeur du Moho (Tiberi, 1999, Tiberi et al., 2000).

Les données sont beaucoup plus rares, voire inexistantes pour les périodes de temps plus anciennes. Les auteurs admettent que la mise en place des Gilbert-type fan deltas géants (Evrostini, Vouraikos, Kerinites...) marque une augmentation drastique de la subsidence (e.g. Ori, 1989, Westaway, 2002). Cependant, sans datation, on ne peut pas différencier les taux de subsidence lors du dépôt de 1000 m de faciès fluvio-lacustre par rapport au dépôt des faciès de Gilbert-type fan deltas géants qui les surmontent (de l'ordre de 800 m). Cette évolution montre simplement une augmentation de la tranche d'eau qui est la preuve d'un déséquilibre entre accommodation et flux de sédiment.

Les zones les plus en amont du système étudié ne sont pas non plus documentées. Les bassins versants, comme les Monts Ziria ou Chelmos seraient en surrection depuis le Pliocène (Kelletat et al., 1976). Certaines nappes dans la région du Péloponnèse ont été enfouies et ont subi un métamorphisme HP-BT (Seidel et al., 1982; Bassias & Triboulet, 1993). L'exhumation de ces nappes, comme celle des phyllades qui affleurent dans la dépression de Feneos au sud de la zone d'étude, est initiée à la limite Oligocène-Miocène (Doutsos et al., 2000; Xypolias & Koukouvelas, 2001). En Crète, ces nappes seront ensuite surmontées en discordance par des faciès datés de 15 Ma, suggérant des vitesses moyennes d'exhumation de 5 à 8 mm/an (Trotet, 2000). Cependant, ces taux d'exhumations ne sont pas extrapolables à la zone d'étude car l'évolution spatio-temporelle des nappes du Péloponnèse n'est pas directement reliée à celle des nappes de Crète.

Les mécanismes permettant d'expliquer cette évolution surrection-subsidence ne sont pas bien compris. Ils s'inscrivent dans un cadre géodynamique complexe où le modèle d'ouverture du rift de Corinthe n'est pas encore établi (*Figure II-4*). La surrection différentielle E-W pourrait être expliquée à l'aide des données gravimétriques (Makris, 1975, 1977 ; Tiberi, 1999). En effet, celles-ci permettent d'estimer la profondeur du Moho, qui est croissante vers l'Ouest (20 km à 40 km) (*Figure II-8*). Le réajustement isostatique de la racine crustale (hérité de la compression alpine) pourrait expliquer la surrection de la partie Ouest par rapport à la partie Est, ainsi que l'ouverture différentielle du rift, plus rapide à l'Ouest qu'à l'Est (Tiberi, 1999). Cependant, il faut nuancer les données de Tiberi (1999) car d'après sa carte, la croûte serait plus épaisse sous le golfe de Corinthe que sous les épaules du rift (*Figure II-8*). Cette géométrie du Moho (anomalie positive sous l'épaule du rift) n'est pas en accord avec les modèles d'évolution de rift.

La subduction de la plaque africaine présente un large zone plate sous le Péloponnèse puis plonge brutalement vers le Nord sous le golfe de Corinthe (Tiberi et al., 2000, van Hinsbergen et al., 2005). La géométrie 3D du *slab* pourrait alors expliquer des surrections différentielles dans la plaque supérieure, aussi bien en E-W qu'en N-S (Leeder et al., 2003).

Armijo et al. (1996) proposent d'expliquer la surrection N-S par le jeu des failles majeures longeant la côte actuelle combiné au rebond élastique du mur de la faille (*footwall*). Cette interprétation est remise en cause par McMurray & Gawthorpe (2000) mais aussi Flotté (2002), qui soulignent des différences de surrection à l'intérieur d'un bloc. De plus, les modélisations numériques proposées par Armijo et al. (1996) nécessitent plus de 5 km de séries syn-rift alors qu'il y en a moins de 2,5 dans le golfe actuel.

Les modèles d'évolution de rift présentent généralement trois phases : (1) une subsidence régionale liée à des convections dans le manteau, puis (2) la surrection des épaules du rift induite par l'advection du matériel chaud et enfin (3) le rétrécissement du rift et l'accélération de la surrection des épaules (e.g. McKenzie, 1978b). Ce modèle d'évolution semble pouvoir s'appliquer au golfe de Corinthe. Cependant, les rifts jeunes sont normalement caractérisés par des flux de chaleur élevés dans l'axe du graben central, de l'ordre de 70 à 125 mW/m². Dans le cas de Corinthe, les données disponibles ne mettent pas en évidence ce type d'anomalie (*Figure II-8*). La surrection très rapide de la marge sud du golfe de Corinthe ne semble donc pas liée à un réajustement isostatique au niveau des épaules du rift.

D'autres modèles font appel à une origine plus profonde du phénomène de surrection : l'exhumation tardi-orogénique des « *metamorphic core complexes* » (Egan, 1992 ; Gautier & Brun, 1994 ; Jolivet et al., 1994). Le développement d'un niveau de détachement permettrait la remontée du manteau supérieur sous le rift, entraînant un rebond isostatique du mur de la faille (*footwall*). La surrection est alors dissymétrique et le rift a tendance à migrer en direction de la vergence du plan de détachement. Cependant, la

chronologie de l'exhumation des nappes au sud de la zone d'étude n'est pas encore assez bien contrainte pour relier ces *métamorphic core complexes* à l'ouverture du golfe de Corinthe.

Les modélisations numériques de Egan (1992), Exadaktylos et al. (2003) ou de Le Pourhiet et al. (2004) permettent de reproduire des topographies « compatibles » avec celles observées dans le rift actuellement. Cependant, elles sont basées sur de nombreuses hypothèses concernant les conditions limites (épaisseur, cohésion, friction, vitesse...) et il est difficile de véritablement conclure sur un modèle d'évolution. Un paramètre semble tout de même être capital dans toutes ces simulations : la géométrie de la racine crustale et des niveaux de décollement potentiels.

II. 1. 5. Contexte eustatique

Les faciès plio-quaternaires de Grèce ont fait l'objet de nombreuses études dans les années 70-80. Depuis, les auteurs se sont surtout focalisés sur des thématiques précises et peu d'études ont révisé les observations des dernières décennies avec les concepts de sédimentologie et de stratigraphie récents.

La notion de Quaternaire (limites et découpage) a aussi beaucoup évolué depuis ce dernier quart de siècle et il est parfois difficile d'ajuster les observations des études précédentes aux découpages stratigraphiques utilisés de nos jours (e.g. Pillans & Naish, 2004). La limite inférieure du Quaternaire a été établie à 1,8 Ma en 1984 lors du 28^e Congrès International de Géologie de Moscou. L'âge de cette limite est toujours sujet à controverse. En effet, de nombreux auteurs sont partisans de la déplacer à 2,6 Ma, limite marquant l'émergence des glaciations dans l'Atlantique nord (e.g. Suc et al., 1995). En plus de ces incertitudes sur la limite inférieure du Quaternaire, il faut aussi différencier la notion de Quaternaire et de Pléistocène. Le Quaternaire regroupe le Pléistocène et l'Holocène (dont la limite est à 0,0115 Ma). Le terme de Quaternaire est ambiguë et sa position dans la charte stratigraphique internationale n'est pas bien établie, aussi le terme de Pléistocène sera préférentiellement utilisé au dépend du terme Quaternaire. Berggren et al. (1995) proposent une limite Pliocène - Pléistocène à 1,85 Ma. La dernière charte publiée par l'International Commission on Stratigraphy propose une limite à 1,806 Ma qui sera celle retenue pour cette étude (*Figure II-9*). Le Pléistocène est découpé en un Pléistocène inférieur (1,806 à 0,78 Ma), un Pléistocène moyen (0,78 à 0,0015 Ma) et un Pléistocène supérieur (qui correspond à l'Holocène, de 0,0015 Ma à l'actuel).

La courbe eustatique utilisée au cours de cette étude de terrain correspond à la synthèse des travaux de Shackleton et al. (1990, 1995). Il s'agit de la courbe de référence utilisée par la communauté scientifique et en cours de validation par l'International Commission on Stratigraphy (Gradstein et al., 2004). Cette courbe (*Figure II-9*) présente une partie basale composée de cycles de faible amplitude et de faible durée (41 ka, cycle d'obliquité) et une partie sommitale composée de cycles de forte amplitude et de plus longue durée (100 ka, cycle d'excentricité). La limite entre ces deux grandes périodes n'est pas franche (entre 0,6 Ma et 1,2 Ma) et s'inscrit autour de 0,9 Ma (stade isotopique 22). Cette transition majeure est appelée la "mid-Pleistocene revolution" (MPR) et correspond à une période d'augmentation du volume total des glaces sur la terre (Wright & Flower, 2002). Une autre période remarquable se situe autour de 0,43 Ma (stades isotopiques 11 et 12), la "mid Brunhes event" (MBE) qui marque le passage à une période caractérisée par les quatre cycles glaciaire/interglaciaire de 100 ka et de grande amplitude. En terme de découpage séquentielle, deux séquences du troisième ordre se succèdent au cours du Pléistocène dont les limites sont à 0,78 Ma et 1,73 Ma (Haq et al., 1987, 1988).

Le Pliocène supérieur (Gélasien) correspond aussi à une séquence de troisième ordre qui débute à 2,56 Ma. Cette période de temps est caractérisée par les mêmes cycles de faible amplitude et de faible durée (41 ka, cycle d'obliquité) que le Pléistocène inférieur.

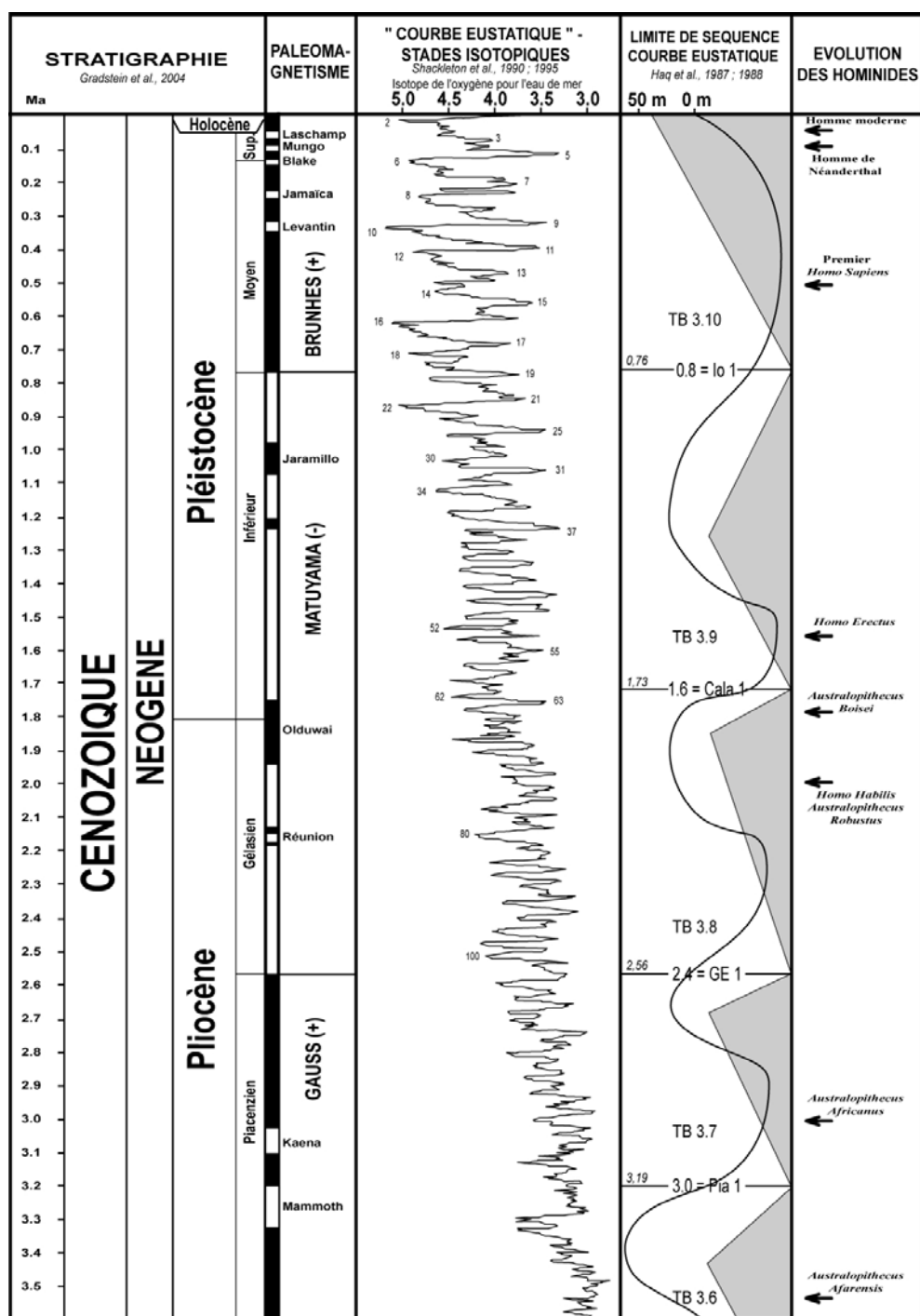


Figure II-9 : Classification stratigraphique et courbe eustatique du Plio-Pléistocène (Gradstein et al., 2004 ; Shackleton et al., 1990, 1995 ; Haq et al., 1987, 1988).

II. 1. 6. Contexte climatique et végétation

L'étude des climats du Pléistocène a largement été dépendante de l'évolution des techniques de datation, mais aussi des progrès en palynologie, paléontologie et paléogéographie. Paepe (1986) est le premier à proposer une approche intégrant géomorphologie, sédimentologie et climatologie à l'échelle de la Grèce. Les paysages ont enregistré six surfaces d'érosion majeures qui se sont progressivement étagées : une pré-tertiaire, une tertiaire, une à la fin de Pléistocène inférieur, une au début du Pléistocène moyen, une à la fin du Pléistocène moyen et une au Pléistocène supérieur. Les quatre dernières surfaces avaient déjà été signalées par Sweeting (1967) sur la marge nord du golfe de Corinthe. Ces surfaces s'inscrivent dans trois grandes périodes / cycles morpho-climatiques au cours du Pléistocène (Paepe, 1986) :

- (a) Durant le Pléistocène inférieur (2,4 à 0,8 Ma), les conditions climatiques sont de type savane tropicale. Les reliefs sont accusés. Au moins 10 cycles "glaciaire/interglaciaire" G/IG sont enregistrés dans les bassins lacustres qui subsident sous l'action des failles;
- (b) Pendant le Pléistocène moyen (0,8 à 0,4 Ma), des piedmonts et glacis se développent témoignant d'un climat semi-aride à subtropical. Quatre complexes pédogénétiques (période de 100 ka) s'individualisent dans les grandes masses conglomératiques. Les paysages ont tendance à s'aplanir;
- (c) Le Pléistocène supérieur est marqué par un climat sec désertique. L'ensemble des dépôts mis en place précédemment sont soumis à une intense érosion (formation de gorges profondes).

Bien que les fluctuations en termes de climat, végétation, température soient largement dépendantes des paramètres locaux comme le relief, Tzedakis et al. (2003) ont établi une correspondance directe entre les associations de pollens et les paramètres orbitaux, permettant de construire un schéma climatique détaillé pour la Grèce en relation avec l'eustatisme ou les changements climatiques globaux. Les études palynologiques de Tzedakis et al. (2004) montrent que l'enregistrement du climat dans les bassins grecs est relié aux événements climatiques globaux en terme de phases (intervenant au même moment), cependant, il y a une différence de réponse en terme d'amplitude (distorsion de la réponse par des contraintes locales comme le relief). Durant les périodes glaciaires, l'extension du volume des glaces influence la taille des populations d'arbres. Par contre, lors des périodes interglaciaires, cette relation n'est plus directe. Le degré de développement des forêts est alors plutôt à mettre en liaison avec l'insolation de haute latitude et le régime climatique (Tzedakis et al., 2003).

Beaucoup d'études récentes se sont intéressées aux corrélations entre évolution climatique et remplissage des lacs grecs situés en Grèce continentale (Okuda et al., 2002 ; Frogley et al., 2001 ; Tzedakis & Bennett, 1995 ; Wijmstra et al., 1990). L'étude d'une carotte du lac de Tenagi Philippson (Grèce continentale) a permis de mettre en évidence l'évolution de la végétation au cours d'un événement interglaciaire (Wijmstra et al., 1990). Le début d'un cycle interglaciaire est marqué par une végétation de type forêt ouverte témoignant de conditions chaudes, avec des étés humides et des hivers humides, les étés devenant avec le temps de plus en plus secs (pic interglaciaire). Ensuite, la deuxième moitié du cycle est marquée par le développement de grandes forêts sous un climat froid et humide (transition vers le glaciaire). Au maximum glaciaire, le climat est de type continental sec avec des hivers froids. Ces résultats montrent que ce sont les conditions climatiques de la période d'hiver qui influencent la nature de la végétation. Une analyse multivariable des paramètres palynologiques, en comparaison avec les relations actuelles entre végétation / précipitation / température dans la même région, a ensuite permis de modéliser la température et les précipitations au cours des derniers 450 ka (Wijmstra et al., 1990) (*Figure II-10*).

Les associations d'ostracodes dans les lacs de la Grèce centrale (Ionnina, Kopias) indiquent que durant les derniers 500 ka, les conditions climatiques des périodes glaciaires étaient stables, avec des étés froids et secs et des hivers humides (Frogley et al., 2001). Ces observations sont en accord avec les conclusions de Collier et al. (2000) (à l'aide des flux sédimentaires), de Paepe (1986) et de Prentice et al. (1992) (à l'aide des pollens).

Cette brève synthèse sur le climat et la végétation montre que (1) l'enregistrement climatique en Grèce peut être corrélé à grande échelle aux variations climatiques globales, et (2) il existe une relation entre végétation, pluviométrie, sédimentation et climat. L'ensemble des paramètres déjà publiés sera une très bonne base de données pour les modélisations analogiques et numériques.

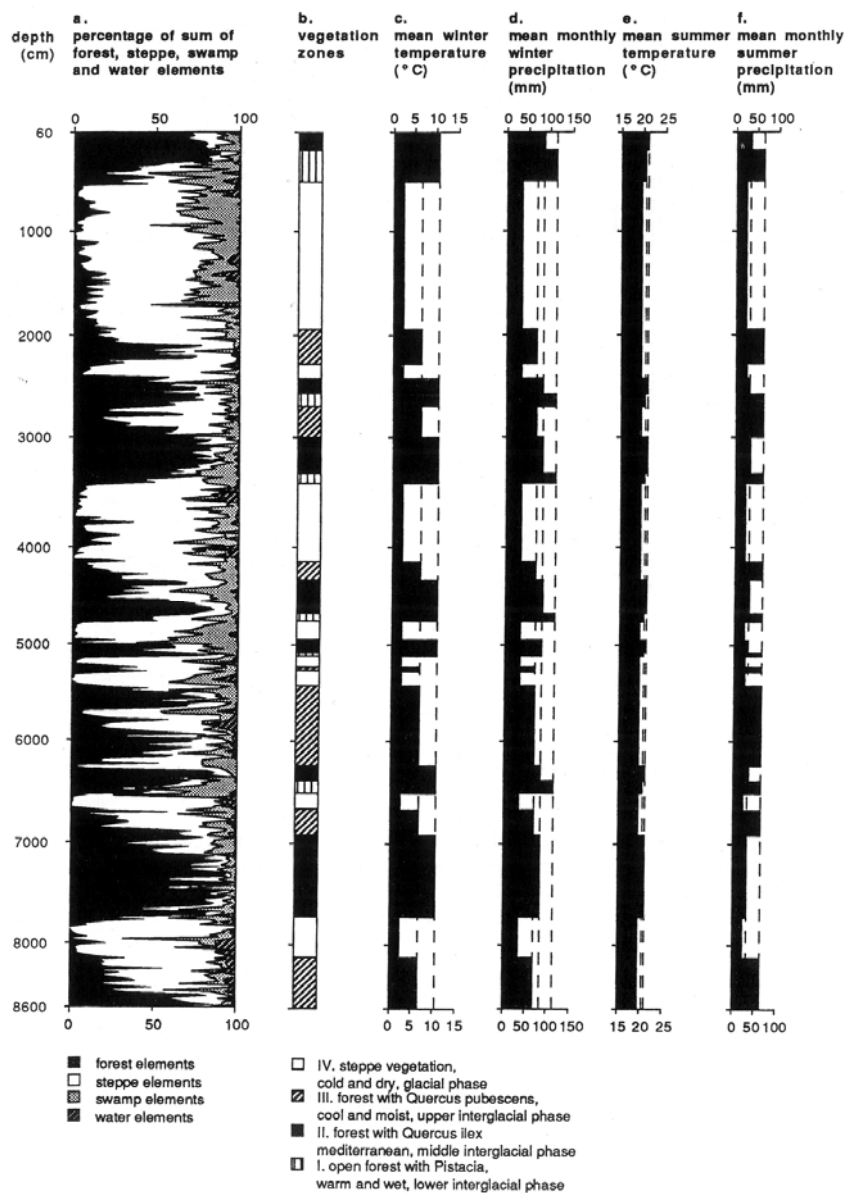


Figure II-10 : Palynologie, végétation et climat au cours des derniers 450 ka dans le nord de la Grèce (Lac de Tenaghi Philippon) (Wijmstra et al., 1990).

II. 1. 7. Contexte lithologique et stratigraphique

Assez peu d'études se sont intéressées à l'ensemble du remplissage syn-rift sur la marge sud du golfe. Par contre, un nombre très important d'articles abordent le thème des Gilbert-type fan deltas (e.g. Poulimenos et al., 1993 ; Dart et al., 1994 ; Gawthorpe et al., 1994 ; Zelilidis, 2003), ainsi que celui des terrasses marines (e.g. Keraudren & Sorel, 1987 ; Armijo et al., 1996). Il n'existe en fait **aucune colonne lithostratigraphique de l'ensemble du remplissage affleurant sur la marge sud du golfe de Corinthe**, basée sur un levé de coupe sédimentologique. La seule colonne disponible au début de ces travaux de thèse était celle d'Ori (1989) qui représentait schématiquement la succession verticale des dépôts (*Figure II-11*). Au cours de ces travaux de thèse, deux colonnes schématiques ont été publiées par Ghisetti & Vezzani (2005). Ces deux colonnes sont légèrement différentes de celle publiée par Ori (1989). Cette différence correspond au cône alluvial que décrit Ori (1989) sous les Gilbert-type fan deltas (*Figure II-11*). Ces colonnes sont schématiques et résument une somme d'informations en provenance d'une partie du rift. Elles ne correspondent pas à une mesure en un point donné, ce qui peut expliquer ces divergences.

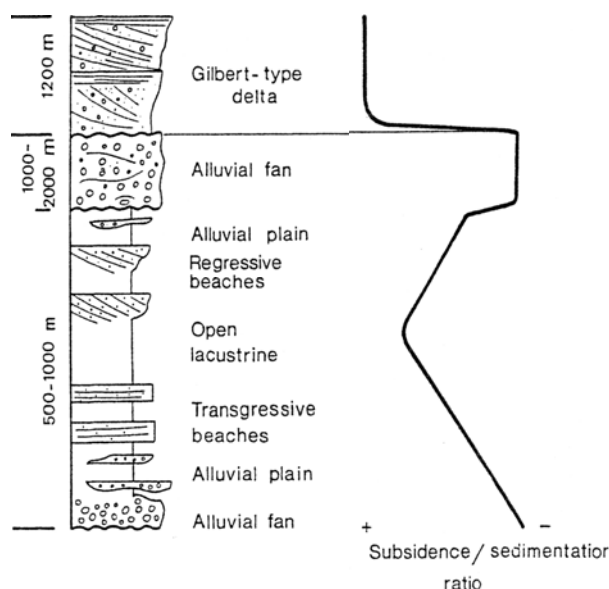


Figure II-11 : Colonne lithologique de la marge sud du golfe de Corinthe (Ori, 1989)

L'histoire sédimentaire du golfe de Corinthe semble débuter au Pliocène (Keraudren & Sorel, 1987 ; Ori, 1989). Des études palynologiques et paléontologiques proposent localement des âges miocènes pour la partie basale du remplissage sur la zone d'étude (Muntzos, 1992 ; Danatsas, 1994), mais ces travaux ne sont pas cités dans la littérature et ne semblent donc pas acceptés par la communauté scientifique. Les marqueurs qu'ils indiquent comme caractéristiques d'âge Miocène ne sont en fait pas significatifs et ne permettent pas de justifier de tels âges. C'est au niveau du canal de Corinthe que les sédiments les plus anciens du golfe sont décrits. Il s'agit de faciès fluvio-lacustres dont l'âge est déduit grâce à un niveau andésitique les surmontant ($3,62 \pm 0,18$ et $4,0 \pm 0,4$ Ma) (Collier & Dart, 1991). **Ces faciès fluvio-lacustres seraient d'âge Pliocène**, sans pour autant éliminer la possibilité d'avoir des niveaux du Miocène supérieur au niveau du canal de Corinthe. La connexion et la relation entre ce bassin et le golfe de Corinthe ne sont pas bien contraintes, aussi cette date n'est pas forcément extrapolable à notre zone d'étude. Des âges pliocènes sont aussi proposés pour la base du remplissage du golfe de Patras (e.g.

Frydas, 1987, 1989, Doutsos et al., 1988). Cependant, aucune corrélation ne permet de tracer des lignes temps entre le golfe de Patras et le golfe de Corinthe. La zone d'étude, et le golfe de Corinthe en général, ne présentent pas de marqueurs biostratigraphiques fiables permettant de bien valider l'âge de la base du remplissage, ni même l'âge d'une grande partie du remplissage. Seules des analyses palynologiques permettent de proposer des âges, allant du Pliocène au Pliocène supérieur (e.g. Sauvage 1975, 1977a, 1977b, et travaux de l'IGME : Papanvassiliou et al., 1989 ; Katagas et al., 1993). Néanmoins, les connaissances du climat du Pléistocène et de l'évolution des pollens au cours de cette période de temps ont beaucoup évoluées depuis ces premiers travaux. L'utilisation de ces âges doit donc se faire avec précaution.

Des cônes alluviaux et des Gilbert-type deltas géants se développent ensuite au dessus de ces faciès fluvio-lacustres, marquant un changement crucial du profil de dépôt. Ils ont fait l'objet de nombreuses études (e.g. Ori, 1989, Ori et al., 1991 ; Dart et al., 1994 ; Zelilidis & Kontopoulos, 1996 ; Malartre et al., 2004). Ces systèmes sont datés du Calabrien (Pléistocène inférieur) grâce à des fossiles de mammifères (Psarianos & Thenius, 1953 ; Symeonidis et al., 1987) mais aussi par méthode palynologique (Sauvage, 1977a, 1977b ; Muntzos, 1992). De nouvelles dates, basées sur des méthodes palynologiques, ont récemment confirmé un âge **Pléistocène inférieur à Pléistocène moyen** (Malartre et al., 2004, Ford et al., in press).

Les corps deltaïques les plus récents qui sont perchés le long de la côte ont été datés à 386 ky (Vita-Finzi, 1993) à l'aide de datations par méthode de radioéléments sur des coraux remaniés dans les foresets (région d'Akrata). Latéralement à ces corps deltaïques, les derniers termes du remplissage qui affleure le long de la côte sud du golfe de Corinthe correspondent à des terrasses marines. Les âges sont bien contraints grâce aux datations par méthode de radioéléments, et varient depuis 386 ky jusqu'à l'actuel (e.g. Schröder, 1975 ; Keraudren & Sorel, 1987 ; Collier et al., 1992 ; Vita-Finzi, 1993).

La sédimentation dans le golfe actuel n'est détaillée que dans sa partie superficielle (Figure II-12). Aucun forage profond n'existe dans le golfe, seules les carottes de la mission du Marion Dufresne MD124 ont permis d'identifier les faciès (30 premiers mètres) et de proposer des datations pour la zone centrale du golfe. Il s'agit de turbidites fines et de niveaux lacustres surmontées par des turbidites marines dont la transition se fait autour de 13 ky (Moretti et al., 2004). La base de la carotte la plus longue est datée à 25 ky (Moretti et al., 2004). Dans le golfe d'Alkyonides (terminaison est du golfe de Corinthe), des carottes ont aussi été prélevées et présentent des âges allant jusqu'à 51 ky (Collier et al., 2000). L'extrapolation de ces différents âges sur les lignes sismiques a ensuite permis de proposer une interprétation du remplissage superficiel de certaines sections du golfe de Corinthe (bassin profond par Lykousis et al. (2004) et bordure par Collier et al., 2000) en utilisant les concepts de la stratigraphie séquentielle (Figure II-12).

Collier et al. (2000) ont alors été les premiers à proposer une estimation des flux de sédiments pour les derniers 130 ka dans la région du golfe d'Alkyonides. Leur approche se base sur des données sismiques et des carottes du golfe d'Alkyonides qui correspond à la fermeture NE du golfe de Corinthe (Figure II-12). Collier et al. (2000) proposent un flux moyen de $1,29 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{an}$ pour l'OIS 5 *highstand* (*Oxygen Isotope Stage*), de $2,22 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{an}$ pour la période de l'OIS 2-4 et $1,12 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{an}$ pour l'OIS 1 (période récente), ces estimations ne prenant pas en compte les particules dissoutes. **Ainsi, le dernier intervalle glaciaire (12 à 70 ka) est marqué par une augmentation de près de 60 % du flux sédimentaire par rapport à l'OIS 5 (70 à 128 ka). Le dernier stage interglaciaire, que nous connaissons toujours à l'heure actuelle, serait aussi marqué par une diminution de l'ordre de 50 % des flux de sédiment par rapport à la période OIS 2-4.** Cette évolution des flux de sédiment serait à mettre en relation avec des variations de saison très prononcées pendant les périodes glaciaires (hivers humides contre des étés froids et secs) (Collier et al., 2000).

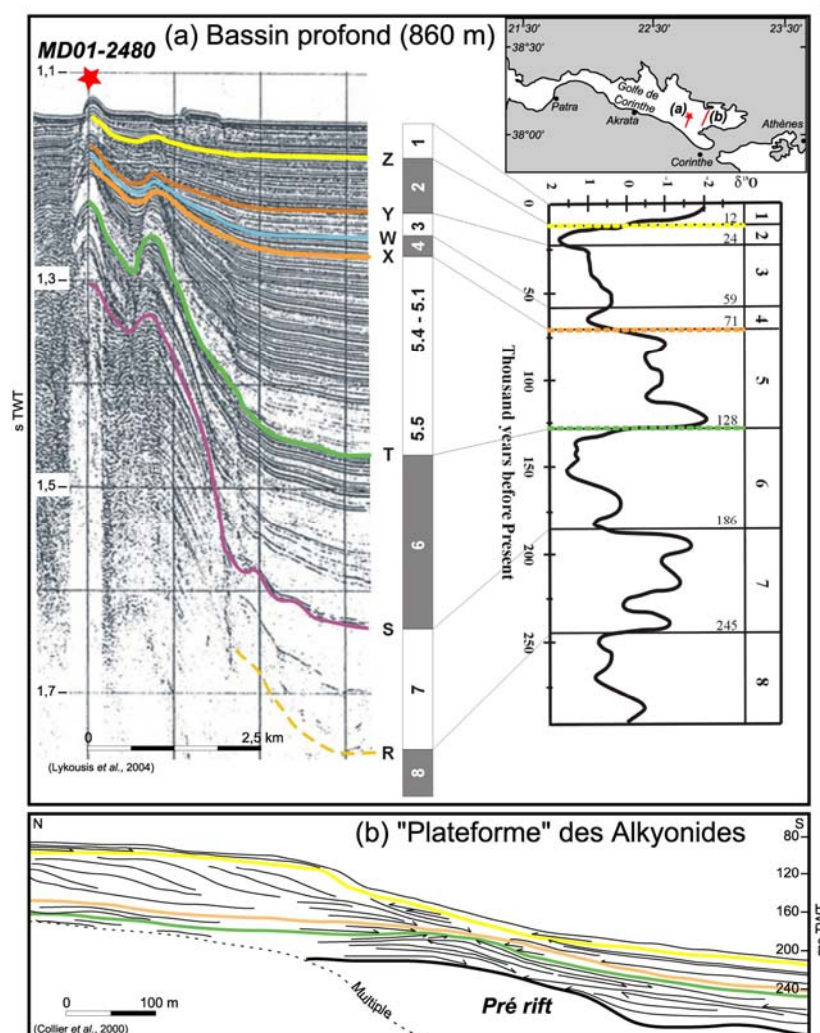


Figure II-12 : Interprétation chronostratigraphique relative des dépôts récents du golfe de Corinthe (modifié de Collier et al. (2000) et Lykousis et al. (2004)).

II. 1. 8. Evolution géomorphologie

La Grèce, avec ses paysages escarpés et son contexte tectonique actif, a fait l'objet de nombreuses études géomorphologiques. **Ces études sont principalement descriptives et très peu quantitatives** (e.g. Dufaure et al., 1979 ; Seger & Alexander, 1993 ; Collier & Gawthorpe, 1995 ; Zelilidis, 2000). Le golfe de Corinthe présente des bassins versants dont la longueur et la superficie (<400 km²) sont fonction de l'espacement et de l'organisation des principales failles normales délimitant les blocs basculés (Collier & Gawthorpe, 1995). Le découpage en blocs basculés du golfe de Corinthe génère deux grands types de bassins versants : (1) ceux associés aux escarpements de failles qui ont tendance à être de petite taille et

très pentés et (2) ceux qui se développent sur la pente douce du *hangingwall* qui ont tendance à être larges et étendus.

Seger & Alexander (1993) et Zelilidis (2000) présentent une classification des systèmes drainants à partir de quatre grands types de rivières (Figure II-13) : (1) les réseaux antécédents ("*antecedent drainage*") correspondent aux rivières qui ont maintenu leur cours depuis les stades précoces du rifting jusqu'à la période récente (en direction du Nord), (2) les réseaux ré-établis ("*re-established drainage*") correspondent aux rivières ayant eu une période d'inversion des cours d'eau suivie d'une incision permettant de récupérer l'ancien système fluvial, (3) les réseaux polyphasés ("*multistory drainage*") correspondent à des rivières dont l'histoire est complexe, passant par différents stades d'inversion et de capture de système fluvial, (4) les réseaux juvéniles ("*juvenile drainage*") correspondent aux petits bassins versants récents se développant le long de la côte actuelle, mais aussi aux incisions au niveau des têtes formant le chevelu des réseaux plus anciens.

Cette classification semble parfaitement appropriée pour les réseaux juvéniles et les réseaux antécédents dont l'appartenance à une classe n'apparaît pas ambiguë. Cependant, les deux autres réseaux (polyphasé et ré-établis) font appel à la reconstitution de l'histoire du cours d'eau durant les différents stades de rifting. Or, les arguments proposés par Zelilidis (2000) ne sont pas assez étoffés pour établir une telle chronologie, surtout que le cadre chronostratigraphique reste encore flou.

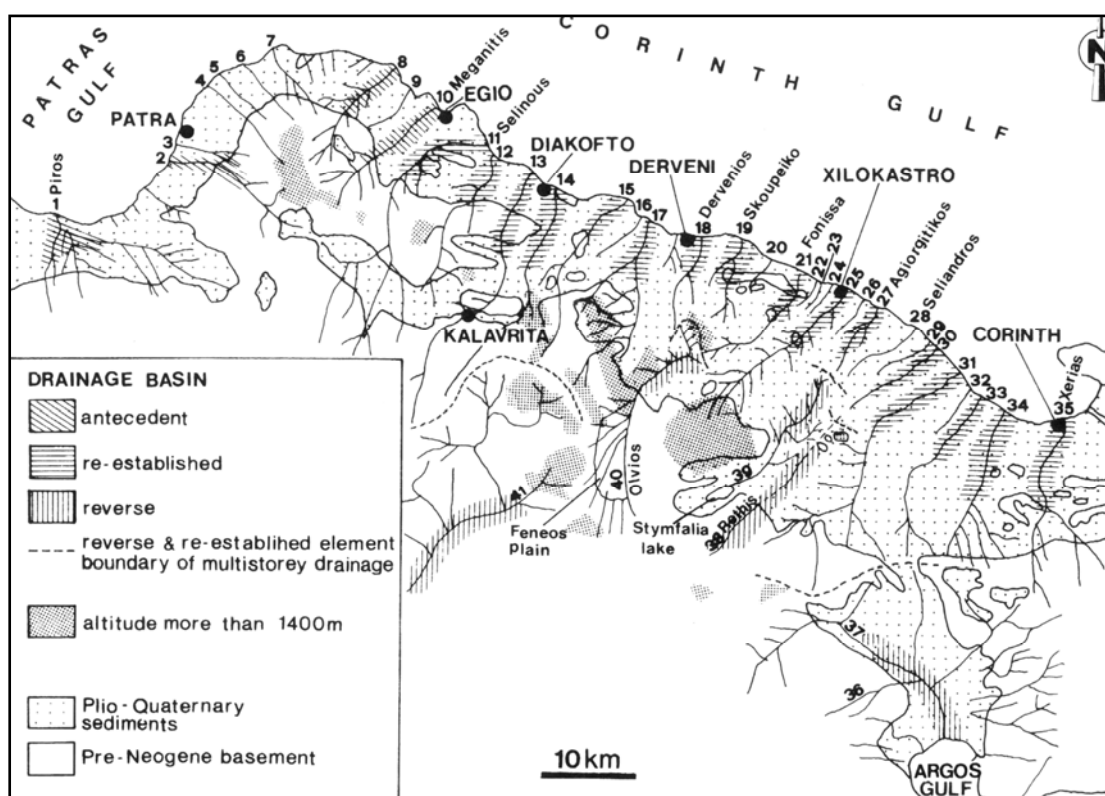


Figure II-13 : Distribution des différents types de bassins versants le long de la marge sud du golfe de Corinthe (Zelilidis, 2000).

II. 1. 9. Problématique et approche

Cette synthèse bibliographique fait ressortir plusieurs points qui ne sont pas encore élucidés, mais aussi des interprétations contradictoires.

Tout d'abord, il n'y a pas de datation absolue pour l'ouverture du rift. La seule datation absolue (3,62 \pm 0,18 et 4,0 \pm 0,4 Ma) (Collier & Dart, 1991) correspond à l'andésite près du canal de Corinthe, sans pour autant pouvoir rattacher cet événement dans l'évolution du golfe de Corinthe. Les premiers épisodes du rifting peuvent être pliocènes, voire du Miocène supérieur. De plus, les datations des séries syn-rift restent peu nombreuses et souvent peu précises sur la zone d'étude. Il y a donc **une nécessité de mieux dater le remplissage qui affleure sur la marge sud du golfe de Corinthe**.

Ensuite, **aucune colonne lithostratigraphique type du remplissage syn-rift n'est publiée pour la marge sud du golfe de Corinthe**. De même, il n'y a pas d'analyses sédimentologiques sur l'ensemble du remplissage syn-rift. Les relations géométriques entre les différents corps, l'existence de discordances à l'intérieur du remplissage, les passages latéraux de faciès depuis la faille bordière jusqu'à la côte actuelle, ou même à l'intérieur d'un bloc basculé non jamais été illustrées. Les cartes géologiques publiées, en s'appuyant sur des regroupements lithologiques, cartographient des ensembles qui ne font pas forcément partie des mêmes corps sédimentaires. Il y a donc **nécessité d'établir un schéma stratigraphique de l'ensemble du remplissage**.

Le contexte géodynamique de la zone Egée est encore sujet à controverses. Les modèles proposés dans la littérature se contredisent en terme de rotations de bloc et de limites structurales. En plus de ce cadre géodynamique polémique, **le modèle d'ouverture et d'évolution du golfe de Corinthe reste problématique**. La géométrie des failles en profondeur dans le golfe de Corinthe est un problème car peu données de terrain viennent étoffer les modèles. **Une approche cartographique et structurale combinée aux deux approches précédentes devrait permettre de restaurer l'architecture stratigraphique du rift sur la marge sud et ainsi de proposer un modèle d'évolution tectono-sédimentaire**.

La zone d'étude a alors été choisie dans la partie centrale de la marge sud du golfe de Corinthe car c'est une zone sur laquelle les séries syn-rift affleurent en continu depuis la faille bordière au sud jusqu'à la côte actuelle au nord, aussi bien pour les séries fluvio-lacustres basales que pour les Gilbert-type fan deltas (*Figure II-1*). La restauration de l'architecture stratigraphique et les corrélations de bloc à bloc devraient alors en être facilitée.

Ces trois grands axes correspondent aux trois articles qui forment le corps de ce chapitre :

Article 1 : « Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Greece) » qui présente les résultats d'une approche palynologique et paléontologique visant à proposer un modèle d'âge et une évolution paléoenvironnementale pour l'ensemble du remplissage qui affleure sur la marge sud du golfe de Corinthe, par Sébastien Rohais, Sébastien Joannin, Jean-Paul Colin, Jean-Pierre Suc, François Guillocheau & Rémi Eschard.

Article 2 : « From alluvial to Gilbert-type fan delta dynamics in extensional basin: the stratigraphic architecture of the Corinth Rift (Akrata-Derveni region, Greece) » qui présente les résultats d'une approche sédimentologique et cartographique visant à établir un schéma chronostratigraphique du remplissage syn-rift par Sébastien Rohais, Rémi Eschard & François Guillocheau.

Article 3 : « Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth rift: implication for its structural evolution » qui présente les résultats d’une approche sédimentologique et cartographique visant à proposer un modèle d’évolution de la partie centrale de la marge sud du golfe de Corinthe, par Sébastien Rohais, Rémi Eschard, Mary Ford, François Guillocheau & Isabelle Moretti.

II.2. Datations de séries par méthode palynologique et reconstruction paléoenvironnementale (Article 1)

Cet article fait suite à une collaboration avec Sébastien Joannin et Jean-Pierre Suc de l'université de Lyon 1 pour l'approche palynologique et à une collaboration avec Jean-Paul Colin, spécialiste des ostracodes, pour les reconstructions paléoenvironnementales. Il est accepté pour publication et sous presse dans la revue du Bulletin de la Société Géologique de France.

Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece)

SEBASTIEN ROHAIS^{1,2}, SEBASTIEN JOANNIN³, JEAN-PAUL COLIN⁴, JEAN-PIERRE SUC³, FRANÇOIS

GUILLOCHEAU¹ and REMI ESCHARD²

¹ Geosciences-Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes Cedex

² IFP, Division Géologie - Géochimie, 1-4 avenue de Bois Préau, 92852, Rueil-Malmaison, France

³ UMR CNRS 5125 Paléoenvironnements & Paléobiosphère, Université Claude Bernard – Lyon 1, 27-43 Bd du 11 Novembre, 69622, Villeurbanne Cedex, France

⁴ 3, Impasse des Biroulayres, 33610, Cestas

Key words. – Sedimentology, palynology, ostracod, Pleistocene, Corinth Rift, Greece

Abstract. – The southern coast of the Gulf of Corinth exhibits syn-rift deposits, giving insights to the first stages of continental extension as well as the geodynamic evolution of the surrounding Aegean region. The stratigraphy (relative position, 3D geometry, dating) of these deposits is still subject to controversies. The syn-rift evolution of the central part of the southern coast of the Corinth Rift is revisited, based on new sedimentological and paleontological data. While ostracods analysis provides precise information about the paleoenvironments, recent advances in palynology supply a more accurate chronology.

For the first time, we document marine evidences and Pleistocene evidences below the well-known giant Gilbert-type fan deltas of the Corinth Rift. The syn-rift fill records a three-phase history: (1) the Lower Group corresponds to continental to lacustrine environments passing up progressively to brackish environments with occasionally marine incursion from before 1.8 Ma to sometime after 1.5 Ma, (2) the Middle Group corresponds to giant alluvial fans to Gilbert-type fan deltas prograding in an alternating marine and lacustrine environment from around 1.5 Ma to sometime after 0.7 Ma, and (3) the Upper Group corresponds to slope deposits, Gilbert-type fan deltas and marine terraces indicating the emergence of syn-rift

sediments along the southern coast from at least 0.4 Ma to the present day, with alternating marine and lacustrine deposition controlled by the position of Mediterranean sea level relative to the Rion Strait sill.

Age et évolution paléoenvironnementale du remplissage syn-rift de la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce)

Mots clés. – Sédimentologie, palynologie, ostracode, Pléistocène, rift de Corinthe, Grèce

Résumé. – Le remplissage sédimentaire qui affleure sur la marge sud du golfe de Corinthe a enregistré les premiers stades d'une extension continentale mais aussi des éléments de l'évolution géodynamique de la région Egéenne. La stratigraphie (position relative, géométrie 3D, datation) de ces dépôts est toujours sujette à controverse. Une nouvelle étude sédimentologique et paléontologique permet de proposer un modèle d'âge plus précis à l'aide d'une étude palynologique et une reconstitution paléoenvironnementale des dépôts basées sur les faciès sédimentaires et les assemblages d'ostracodes.

Ce travail présente pour la première fois des indices marins et des évidences d'âges pléistocènes sous les fameux Gilbert-type fan deltas du golfe de Corinthe. Le remplissage syn-rift enregistre trois grandes phases : (1) le Groupe inférieur (Lower Group) correspond à des environnements continentaux à lacustres qui évoluent progressivement vers des environnements saumâtres avec des incursions marines ponctuelles à partir d'au moins 1,8 Ma jusqu'à 1,5 Ma, (2) le Groupe Intermédiaire (Middle Group) correspond à des cônes alluviaux géants et des Gilbert-type fan deltas progradants dans une étendue d'eau alternativement marine et lacustre de 1,5 Ma jusqu'à au moins 0,7 Ma, et (3) le Groupe Supérieur (Upper Group) correspond à des dépôts de pente et des terrasses marines témoignant de la surrection progressive et toujours active de la marge sud du golfe de Corinthe depuis au moins 0,4 Ma, mais aussi de l'alternance de conditions marines et lacustres contrôlée par la position du seuil de Rion par rapport au niveau relatif de la mer Méditerranée.

INTRODUCTION

Active extensional basins are important to understand because their well preserved sedimentary fill and tectonic structures record (1) controlling factors of sedimentation such as climate, sediment supply or accommodation space, (2) information on the relative chronology of fault activity and (3) information about the timing and evolution of the surrounding area geodynamics [e.g. Leeder and Gawthorpe, 1987; Gawthorpe *et al.*, 1994]. The Gulf of Corinth is a classical example of an active extensional basin, recording the first stages of a rift evolution [e.g. Doutsos *et al.*, 1988, Gawthorpe *et al.*, 1994; Roberts and Jackson, 2002; Moretti *et al.*, 2003]. It has been extensively studied for more than a century and has been the subject of many controversies, dealing with dating

and stratigraphic correlation since the first interpretation of late Pliocene age [Fucus, 1876; Philippon, 1892; Deperet, 1913].

Seismic profiles and cores collected offshore indicate an alternation of a marine and lacustrine water body in the present rift since at least 0.13 Ma [Perissoratis *et al.*, 2000; Moretti *et al.*, 2004]. While the first syn-rift deposits preserved onshore correspond to continental, lacustrine and brackish environments, the timing and mode of transition between the oldest and youngest periods of time are still undetermined. It is a critical issue for rift evolution from closed to open conditions, which may be related to fault growth and linkage, lake expansion or changes in sediment supply or climate [Gawthorpe and Leeder, 2000]. When was the Gulf connected for the first time to the Mediterranean Sea? Is this connection perennial? These are the questions addressed in the present paper based on a coupled approach of sedimentology, paleoecology and palynology.

The syn-rift succession is preserved and uplifted in spectacular outcrops on the southern coast of the Gulf of Corinth. Biostratigraphical and paleoenvironmental studies on the central part of the southern coast of the Gulf are scarce [e.g. Strauch, 1994], and have never been placed within a clear stratigraphical scheme for the whole syn-rift series. Most of the syn-rift series does not contain clear biostratigraphic and paleoenvironmental markers in this area. We used ostracods as paleoenvironment indicators, and pollens as biostratigraphical indicators, to compliment recent lithostratigraphical work in the Akrata to Derveni region [Rohais *et al.*, *in press*].

REGIONAL SETTING OF THE CORINTH RIFT

The Corinth Rift corresponds to one of the most recent extensional features in the Aegean area (Fig. 1). Extension in the Aegean Sea started in Miocene times [Le Pichon and Angelier, 1979; Jolivet *et al.*, 1994; Armijo *et al.*, 1996] but the relationships between Aegean extension and the evolution of the Gulf of Corinth are still unclear [Doutsos and Kokkalas, 2001; Nyst and Thatcher, 2004].

The Gulf of Corinth is a 105 km long and less than 30 km wide graben, bounded on each side by systems of recent normal faults (Fig. 1) [e.g. Jackson *et al.*, 1982; Roberts *et al.*, 1993; Roberts and Koukouvelas, 1996; Moretti *et al.*, 2003; McNeill *et al.*, 2005]. It obliquely crosses the underlying stack of Mesozoic tectonic units made of phyllites, schists, quartzite and carbonates. The present day Gulf has a maximum depth of about 900 m and is separated from the Mediterranean Sea by a sill at the Rion Strait (62 m).

The Corinth rift extension is assumed to have started in Pliocene times and is still ongoing [Billiris *et al.*, 1991; Roberts, 1996; Davies *et al.*, 1997; Doutsos and Kokkalas, 2001]. It is the most seismically active zone in Europe with up to 15 mm/y of N-S extension as measured with instantaneous GPS data [Briole *et al.*, 2000] and

more than 1 mm/y of uplift of the southern margin with a higher value to the west decreasing to the east [e.g. Tselentis and Makropoulos, 1986; Billiris *et al.*, 1991; Collier *et al.* 1992; Armijo *et al.*, 1996; Davies *et al.* 1997; DeMartini *et al.*, 2002; Leeder *et al.*, 2003; Mc Neill & Collier, 2004]. Subsidence rate in the central part of the present Gulf are estimated between 2.5 to 3.6 mm/y [Perissoratis *et al.*, 2000; Moretti *et al.*, 2004] based on dating of Holocene deposits.

STRATIGRAPHICAL SETTING OF THE CORINTH RIFT

Rohais *et al.* [*in press*] propose a revised simple lithostratigraphic scheme for the central part of the rift that is representative for the entire southern coast of the Gulf [Ghisetti and Vezzani, 2005]. Syn-rift deposits of the southern coast of the Gulf of Corinth can be subdivided in three main lithostratigraphic units, which are in stratigraphic order: (1) a Lower Group mostly made of fluvio-lacustrine deposits, (2) a Middle Group comprising thick Gilbert-type fan delta conglomerates and (3) an Upper Group of slope deposits, Gilbert-type fan delta and uplifted recent terraces forming steps along the coastline.

The Lower Group exhibits facies ranging from alluvial fan to shallow-water lacustrine environments [Ori, 1989; Doutsos and Piper, 1990]. The oldest age given in the literature for the lowermost deposits of the Lower Group is Miocene based on palynological analysis [Muntzos, 1992] and ostracods studies [Danatsas, 1989, 1994]. Upper Pliocene to Lower Pleistocene ages are reported for the Lower Group sediments in the central part of the southern coast of the Gulf of Corinth based on palynological analysis [Sauvage, 1975, 1977, Sauvage and Dufaure, 1976; Papavassiliou *et al.*, 1989; Muntzos, 1992; Katagas *et al.*, 1993] and ostracods studies [Danatsas, 1989, 1994]. Age attribution of these sediments has been also proposed by correlating them with the basal syn-rift series outcropping in the Gulf of Patras (West) and with the sediments in Corinth canal region to the East (Fig. 1). There, the oldest syn-rift fill has been dated as Middle to Late Pliocene using the faunal and floral assemblages [Freyberg, 1973; Kontopoulos and Doutsos, 1985; Frydas, 1987, 1989]. The paleontological dating is also consistent with the radiometric age given by interbedded dacites, dated at 3.62 +/- 0.18 and 4.00 +/- 0.4 Ma near the Corinth canal [Collier and Dart, 1991].

Fluvio-lacustrine deposits of the Lower Group are overlain either conformably or unconformably by conglomeratic facies of the Middle Group which were deposited in large and thick alluvial fans in the south distally passing to large Gilbert-type fan deltas, then to fine-grained turbidites to the north [e.g. Doutsos *et al.*, 1988; Doutsos and Piper, 1990; Poulimenos, 1993; Zelilidis and Kontopoulos, 1996]. The basal part of these conglomerates have been dated of the Calabrian (~ 1.8 to 0.8 Ma) using mammalian fossils [Dercourt, 1964;

Symeonidis *et al.*, 1987], an age that is also in agreement with the Lower Pleistocene age provided by palynological analysis of the same interval in the Vouraikos fan delta to the West [Malartre *et al.*, 2004] and in the Akrata and Evrostini fan delta [Muntzos, 1992]. Assuming a constant uplift rate of 1 to 1.5 mm/y, Lower Pleistocene ages (> 0.9 to 0.78 Ma) are reported for the Mavro fan delta and the Evrostini fan delta (e.g. Westaway, 1996). Recently, palynological analysis bracketing the age of the Vouraikos fan delta from before 1.1 Ma to sometime after 0.7 Ma [Ford *et al.*, *in press*].

The Upper Group overlies either conformably or unconformably the previous groups. Fluvial or marine sediments of this unit were deposited on perched terraces or make carbonate reefs encrusting fault block crests [e.g. Schröder, 1975; Keraudren and Sorel, 1987; Pirazzoli *et al.*, 2004, Kershaw *et al.*, 2005]. The oldest marine or fluvial terraces are dated about 0.312-0.307 Ma from radiometric data in the Akrata area [Collier *et al.* 1992; McNeill and Collier 2004], and the youngest about 1806-305 years BP [Stiros and Pirazzoli 1998]. The terrace system is locally associated to Gilbert-type fan deltas perched along the coast recording high sediment supply [McMurray and Gawthorpe, 2000]. They have been dated 0.386 Ma using radiometric U-series method on corals in the Akrata region [Vita-Finzi, 1993]. This age is consistent with the nannofossil NN20 zone, which begins about 0.46-0.45 Ma ago, determined in samples collected in the distal fan delta facies in the Xylokastro region [Keraudren and Sorel, 1987].

PALEOENVIRONMENT: FACIES SEDIMENTOLOGY AND PALEOECOLOGY

The studied area has already been surveyed [Doutsos *et al.*, 1988; Ori, 1989; Doutsos and Poulimenos; 1992; Zelilidis, 2000]. Nevertheless none of these studies provide a combined approach based on mapping, sedimentological studies and paleontological analysis. A detailed geological map was compiled showing the main structural elements and the main lithostratigraphic units on a 25 x 30 km area at a scale of 1:25 000 (Fig. 2). Key sections were logged at different scales ranging from 1:100 to 1:5000 and were simplified into synthetic sections (Fig. 3). Samples have been analysed to characterise the paleoenvironmental evolution through time and space by two of the author (J.P. Colin and S. Rohais) (Fig. 4). Those determinations and paleoenvironnement interpretations are consistent with previous published works in surrounding areas [e.g. Danatsas 1989, 1994; Fernandez-Gonzalez *et al.*, 1994; Mostafawi, 1994; Guernet *et al.*, 2003].

The syn-rift sediment thickness of the southern coast of the rift of Corinth can reach more than 2800 m in the Mavro Oros region (Fig. 3). In the Derveni area, the maximum thickness of the sediment reaches 2100 m. This value is close to the maximum sediment thickness of the present day Gulf which ranges from 1700 to 2200 m

[Clément *et al.*, 2004; Zelt *et al.*, 2004]. The composite section logged in the Derveni area (Fig. 3g) is representative of the syn-rift infill within a tilted block in the central part of the southern margin. Here, the fluvio-lacustrine Lower Group, the Gilbert-type fan delta Middle Group and the perched systems of the Upper Group previously mentioned can be recognised. The Lower Group can be subdivided into three main formations [Rohais *et al.*, *in press*] in the Derveni area, which are in stratigraphic order: the Exochi Formation, the Valimi Formation and the Aiges Formation. These formations are laterally equivalent as suggested by mapping and general correlation (Fig. 3), the Exochi Formation corresponding to the most proximal facies association (more developed toward the West) and the Aiges Formation (more developed toward the East) to the most distal facies association. While the foreset packages height of Gilbert-type fan deltas indicates the water depth at time of deposition, ostracod assemblages help to decipher whether the basin was marine, brackish or lacustrine.

Lower Group

Exochi Formation. - The Exochi Formation (50 to more than 600 m thick) is made of alluvial depositional systems unconformably overlying the folded basement (Fig. 2). Proximal alluvial fan facies are recognised, consisting of poorly sorted pebble to boulder conglomerates and breccias organised in massive tabular beds-sets ($h = 1$ to 20 m) interbedded with lenticular beds of pebbly sandstones and siltstones. Distal settings are also recorded, comprising coarse-grained fluvial channel-fill deposits passing laterally to overbank, floodplain and lacustrine fine-grained sediments with local soil horizons. Lacustrine environments are documented by *Candona* sp. monospecific assemblage (ostracods) (Fig. 4). Paleocurrent measurements show a northward and eastward trend, indicating longitudinal and lateral sources of sediment supply into the basin (Fig. 3).

Vertically stacked alluvial fans are organised in a globally thinning and upward fining trend progressively passing upward into fluvio-lacustrine sediments. This suggests a global transgressive evolution toward the Valimi Formation.

Valimi Formation. - The Valimi Formation (50 to more than 800 m thick) corresponds to fluvio-lacustrine sediments, globally finer than those of the Exochi Formation. The proximal part of the depositional system is made up of granule to pebble conglomerates organised in channelised lenticular beds of wide lateral extent ($h = 0.5$ to 10 m, $l = 100$ to 1000 m), interbedded with mudstones and siltstones showing pedogenetic weathering or containing freshwater to brackish gastropods and bivalves (*Theodoxus* sp., *Adelina elegans*, *Planorbis* sp., *Melanopsis* sp., *Neritina* sp., *Limnocardium* sp.). These facies have been interpreted as braided plain channels interbedded with floodplain deposits. More distally along the depositional profile, very-coarse grained to

granular sandstones formed steeply inclined sets ($h = 0.1$ to 1 m , amplitude = 5 to 30 m , dip = 10 to 30°). These sediments were deposited in prograding sandy Gilbert-type fan deltas to shallow lakes as documented by the ostracod association (Fig. 4). The thickness of the Gilbert-type fan delta foreset packages indicates a water depth around five to ten meters. Paleocurrent measurements and foreset orientations indicate that the dominant delta progradation were from south to north and from west to east, with local evidences of southward progradation (Fig. 3)

The relative percentage of lacustrine versus fluvial sediments increases upward. This suggests a transgressive evolution from braided-plain to Gilbert-type fan delta and subaqueous environments. Limestones outcropping on the tilted block crest of Xylokaastro (Section J, Fig. 3) have a marine content (Fig. 4) and correspond to local coastal facies, isolated in the rift basin.

Aiges Formation. - The Aiges Formation (10 m to more than 1000 m thick) mainly corresponds to fine-grained deposits from lacustrine, distal fan delta and turbiditic depositional systems. The dominant facies consists of shaly siltstones and marls, often bioturbated, deposited in lacustrine environments. These fine-grained sediments are interbedded with thin-bedded laminated fine- to coarse-grained sandstones ($h = 0.5$ to 5 cm). The beds are erosionally based and generally inverse graded, passing upward to current ripples bedding. They are interpreted as high density (proximal) to low density turbidity currents and fallout deposits (distal). The water body was alternatively under lacustrine or marine influences. Freshwater conditions are documented with the *Candona* sp. monospecific assemblage (ostracods) and diatoms, brackish to freshwater conditions by *Cyprideis* sp., *Candona* sp., *Tyrrhenocythere* sp. (ostracods), and marine conditions by Globorotalidea juvenile forms (Foraminifers) and dyonokysts marine species from *Spiniferites* / *Achomosphaera* complex [Head, *com. pers.*] (Fig. 4). The turbiditic systems of the Aiges Formation may correspond to the distal equivalent of the fluvio-lacustrine systems observed below but also to the distal part of the giant Gilbert deltas above (Middle Group). For mapping purposes, we choose to group these two indistinguishable heterolithic fine-grained facies into one lithostratigraphic unit: the Aiges Formation. Paleocurrents of the Aiges Formation show a northward and westward polarity (Fig. 3).

Middle Group

Proximal topset facies correspond to poorly sorted granule-boulder conglomerates organised in tabular bed-sets with high lateral continuity. These massive beds are locally interbedded with finer-grained erosive beds, and occasionally show pebble imbrication or cross-bedding. The foresets of the Gilbert deltas can reach more than

500 m in height in the Evrostini Gilbert delta with a dip around 35° (h = 0.2 to 5 m, l = 50 to 900 m, dip = 25 to 35°). The foresets are made of granule-cobble conglomerates organised in moderately sorted and graded tabular to lenticular dipping beds, interbedded with fine-grained deposits. The bottomsets and the distal facies correspond to granule to pebble conglomerates organised in tabular to lenticular horizontal beds (h = 0.2 to 5 m, dip < 10°). Conglomerate beds are massive or graded and are interbedded with laminated and graded pebbly sandstones or siltstone beds with floating pebbles.

Red algae, blue algae and green algae with marine affinity have been identified within fine-grained topset deposits. Some dinokysts which belong to the *Spiniferites* / *Achomosphaera* complex, as *Spiniferites bentorii*, have been identified within fine-grained distal deposits [Head, *com. pers.*]. All of them are marine species [Head *et al.*, 2005]. Nevertheless, the distal basin environments are devoided of planktic and benthic foraminifera species suggesting restricted marine condition. Freshwater ostracods (*Candona* sp.) and gastropods (*Theodoxus* sp., *Adelina elegans*, Planorbides) have also been identified within very fine-grained topset deposits, different from the previous marine one. Water depths can be estimated using foreset package geometry, which indicate 50 m for the smallest Gilbert-type fan delta developed to the south up to 500 m for those developed along the present day coastline (Evrostini fan delta).

The Middle Group (500 to more than 1000 m thick, mean thickness ca. 800 m) corresponds to a northward prograding sedimentary system, ranging from a proximal alluvial fan in the south to a Gilbert-type fan delta and a distal turbiditic system in the north. Fauna-floral associations suggest that the fan delta prograded into an alternating marine and lacustrine water body.

Upper Group

The Upper Group was generally deposited unconformably above the previous groups and drapes an incised paleomorphology (incision from 1 m to more than 80 m). Red soil (thickness = 1 to 5 m) and consolidated red slope breccias made of reworked Middle Group sediments are developed in the south and merge northward with perched Gilbert-type fan delta topsets (alt. ~ 200 m). Locally, the Upper Group also corresponds to small terraces with bored pebbles, perched along the present day coastline. Brackish conditions are documented during this period of time by ostracods assemblages (Fig. 4). Marine influences are also documented with the highest marine terrace of the Gulf (alt. ~ 730 m), which has been located for the first time to the west of Aigion (Fig. 1). It corresponds to an encrusted notch and contains marine bivalves and gastropods such as *Pecten maximus*, *Chlamys* sp., *Spondylus* sp., *Arca* sp., *Patella* sp. and many foraminifera, corals, bryozoans and algae (Fig. 4).

The Upper Group corresponds to a by-pass and/or incision period in the southern part of the study area and to poorly consolidated Gilbert-type fan deltas and terraces perched along the present day coastline (Fig. 2). These deposits recorded marine and lacustrine alternating conditions.

BIOSTRATIGRAPHY: AN AGE MODEL BASED ON PALYNOLOGY

Dataset and methodology

Samples collected for pollen analysis were prepared using a standard chemical technique adapted from Cour [1974]. Only 7 samples - on the 29 samples prepared - provided enough pollen grains for quantitative analysis (Fig. 5). More than 1800 pollen grains were counted, which corresponds to at least 150 per sample (excluding *Pinus* grains). The pollen floras (Fig. 5) were documented with an average of 23 taxa per sample.

The building of an Eastern Mediterranean regional palynostratigraphic chart requires the knowledge of the chronological range of taxa in this area. In Europe and Mediterranean areas, Pliocene taxa inherited from tropical-subtropical vegetation [Thompson and Flemming, 1996] did not survive to long-term global cooling and establishment of Pleistocene climatic cycles (i.e. interglacial/glacial periods) [Ruddiman, 2003]. Each climatic cooling cycle forced land plants to shift southward [Combourieu-Nebout, 1993]. This phenomenon, combined with the Mediterranean southern barrier and the E-W oriented massifs, is responsible for progressive extinction of taxa [Svenning, 2003]. However, estimation of timing of extinction is difficult because of the beginning of interglacial/glacial transitions since the Pleistocene. Indeed, the beginning of a glacial period, corresponds to a typical cortege of vegetation (i.e. *Artemisia*, *Ephedra*). During interglacial periods, mesothermic vegetation dominated (Deciduous *Quercus*, *Liquidambar*...), and then altitude elements (*Picea*, *Cedrus*, *Tsuga*...) grew. Pleistocene samples may fall into either interglacial or glacial periods. Moreover, existence of microclimates located, for example in a mountain range, lead to mixed vegetation. Lastly, warm conditions induced by the southerly location of Greece and humidity from the Mediterranean Sea on minima precession time, can create a vegetation refuge [Mommersteeg *et al.*, 1995]. As a consequence, in the Mediterranean islands, the South Italy peninsula and Greece, taxa are generally the last to disappear from the entire European region [Svenning, 2003]. To attribute ages of presence (variations in abundance) and extinction of taxa, we use pollen sites from Greece (Zakynthos, Subally *et al.*, 1999; Tsampika in Rhodes, Joannin, 2003; Cornée *et al.*, 2006; Megalopolis, Okuda *et al.*, 2002) and southern Italy (Santa Lucia, Joannin *et al.*, *submitted*; Caltagirone, Dubois, 2001; Suc and Popescu, 2005; Montalbano Ionico). These sites span from the Pliocene to the Upper Pleistocene and are the reference for our age model (Fig. 6).

Proposal age model from palynomorphs

The pollen analyses are first grouped on the basis of presence/absence of some key-taxa (Fig. 6). Cluster samples E114, P109, M203, A103 and M101 (Lower Group) can be associated due to the presence of *Carya*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Pterocarya*, *Liquidambar* and *Zelkova*. Those taxa were still present at 0.9 Ma in South Italy (Montalbano Ionico). Taxodiaceae and *Cathaya*, which were characteristic from pollen content in Zakynthos before 1.78 Ma [Subally *et al.*, 1999], occurred sporadically after 1.78 Ma in the Santa Lucia Section until about 1.32 Ma [Joannin, 2003; Joannin *et al.*, submitted] and in the Caltagirone Section until about 1.07 Ma [Dubois, 2001] in Sicily. We do not identify those two characteristic pollen markers in cluster samples E114, P109, M203, A103 and M101. Thus, we choose to group all those samples in a period of time ranging from 1.78 up to 0.9 Ma. Sample M04 (Middle Group) did not record the presence of *Carya* and *Tsuga*, which were also absent in Tsampika from 0.82 to 0.7 Ma. M04 could thus belong to this time interval. Sample I03 (Middle Group) recorded *Pterocarya*, *Liquidambar* and *Zelkova*. As *Cedrus* was absent from 0.65 to 0.3 Ma in a place very close to the Corinthian Gulf (at Megalopolis), this sample could belong to this time interval.

Environmental implications from palynomorphs

Corinthian pollen analyses are also grouped on the basis of their similar environmental taphonomy, which is observed in the percentages of *Pinus* grains (Cornée *et al.*, 2006). Indeed, E114 and P109 are grouped because of low *Pinus* percentages. M203 and A103 are grouped because of moderate *Pinus* percentages (~ 25%). M101, M04 and I03 are grouped because of high *Pinus* percentages (> 50%). Because of its high buoyancy, *Pinus* pollen concentration increases with distance to river mouth [Heusser, 1988; Beaudouin, 2003]. Evolution of those three type percentages (low, ~ 25% and > 50% of *Pinus* percentages) suggests a landward shift and a relative sea level rise from the Lower Group to the basal part of the Middle Group.

DISCUSSION

Age model

The most detailed biostratigraphical studies on the central part of the southern coast of the Gulf correspond to those of Danatsas [1994]. While this work is very detailed on ostracod associations and their environmental implications, its conclusions for the structural and sedimentological evolution of the rift is not in agreement with the recent proposed model [Doutsos and Piper, 1990; Rohais *et al.*, *in press*]. Danatsas (1994) proposes that the first terrestrial and lacustrine deposits of the Lower Group (Exochi Formation) are Middle to Late Miocene, but he does not clearly indicate the biostratigraphic markers. Danatsas [1994] ages are apparently based on (1) non to poorly diagnostic Parathetyan species and genera of non-marine ostracods of the Candonidae family

(*Candona*, *Typhlocyprilla*, *Lineocypris*), (2) the highly morphologically variable genus *Cyprideis* and (3) a few endemic species. Muntzos [1992] also suggests that the basal series in the Derveni area is Miocene in age (Tortonian / Messinian) based on the occurrence of *Tricolpopollenites henrici*. However, Sauvage [1977] indicates the same pollen species is representative of the Upper Pliocene.

Most of our samples from the Exochi Formation (Lower Group) are devoid of reliable biostratigraphic markers. We are thus not able to better constrain the ages of the first deposits. Nevertheless, Miocene age proposed by Muntzos [1992] and Danatsas [1994] have to be rejected because they are based on non to poorly diagnostic species and taxa. Based on our analysis, the Valimi Formation (P109, E114, M203, A103) are Lower Pleistocene. Proposal age model from palynomorph suggests a period of time ranging from around 1.8 up to 0.9 Ma. Those two boundaries ages are not fixed because of incertitude error bars due to this approach. Those ages are consistent with recent published work for the western part of the Corinth Rift [Ford *et al.*, *in press*].

The transition from the Lower Group to the Middle Group is recorded by the upper part of the Aiges Formation (M101). The last shoreline evidence of the Gilbert-type fan deltas of the Middle Group corresponds to the Evrostini fan delta topsets perched at ca. 1200 m in altitude. Assuming a constant uplift rate close to the present day uplift rate (1 to more than 1.5 mm/y), it suggests that the final stage of the Middle Group has an age ranging from 1.2 up to sometime after 0.8 Ma. Our analysis of the samples from Middle Group indicate a period of time ranging from 0.9 to 0.7 Ma (M04), up to 0.7 to 0.3 Ma (I03). Thus, the Middle Group probably ended after 0.7 Ma. The timing of the transition from the Lower Group to the Middle Group is poorly constrained. This transition had to occur during the Pleistocene times, because clear evidences of Pleistocene palynomorphs have been found in the Lower Group. Assuming a constant subsidence rate similar to the present day subsidence rate of the Gulf (1 to 3.6 mm/y), it suggests that the Middle Group (mean thickness of 800 m), corresponds to a period of time ranging from 0.2 up to 0.8 Ma. Thus, the Middle Group progradation probably started sometime after 1.5 Ma. This is in agreement, and more accurate, than the previous works [Dercourt, 1964; Symeonidis *et al.*, 1987; Muntzos, 1992; Malartre *et al.*, 2004]. Those ages are also consistent with recent published works for the western part of the Corinth Rift [Ford *et al.*, *in press*].

Finally, the Upper Group probably begins after 0.7 Ma and is correlated with the well constrained marine terraces dated from 0.4 Ma to recent [e.g. Collier *et al.*, 1992; Vita-Finzy, 1993; McNeill and Collier, 2004].

Paleoenvironmental evolution of the central part of the Corinth Rift

During the initial phase of rifting recorded by the Exochi Formation (Upper Pliocene to Lower Pleistocene), sedimentation was mostly continental and sediments were mainly transported from SW to NE (Fig. 3). Alluvial

fans laterally passed to braided plain depositional environments toward the centre of the studied area. Shallow lakes were locally developed in the distal part of the system as documented by the ostracod associations. Depositional systems were mainly vertically aggrading, which means that the sediment supply (S) balanced the creation of accommodation space (A) (Fig. 7).

During deposition of the Valimi Formation (Lower Pleistocene), a major transgressive trend was marked by the backstepping (landward migration) of the alluvial systems (Fig. 3). The deposition of brackish sediments within the dominant lacustrine sediments illustrates the progressive increase of marine influences. Rare fine-grained marine sediments and carbonate facies (Xylokaastro tilted block crest) also recorded a gradual connection to open marine conditions. Water depth remained shallow and did not exceeded 40 m with an average depth of 5 to 10 m. Again, the sediment supply approximately balanced the creation of accommodation space ($A/S \sim 1$) (Fig. 7). During the Aiges Formation deposition, the sediment source to the West was progressively abandoned while a dominant S-N polarity was established (Fig. 3). Alluvial fans passed laterally into small Gilbert-type deltas, themselves passing into fine grained sediments. This distal sedimentation (turbiditic systems) remained dominantly lacustrine to brackish water, but marine incursions were more pronounced than in the previous stage. During deposition of the lower Aiges Formation the sediment supply did not balance the creation of accommodation space ($A/S > 1$) and therefore, water depth increased (Fig. 7).

During deposition of the Middle Group, the Gilbert-type fan deltas prograded northward from the southernmost part of the study area. This progradation corresponds to a basinward shift of the shoreline of about 15 km. Water depths, as measured by the maximum foreset height, progressively increased to up to 500 m. Marine conditions were more common than in the previous stages, but still not perennial. Sediment supply outpaced creation of accommodation space and the system prograded ($0 < A/S < 1$), while the distal basin remained starved of sediment.

During deposition of the Upper Group, the former Gilbert-type fan deltas were incised as recorded by perched valleys, slope breccias and stepped terraces. The shoreline shifted northward by more than 5 km between the Middle Group and the Upper Group with a relative sea-level fall of more than 1000 m [Rohais *et al.*, *in press*]. Such an event was associated with the uplift of the margin and the northward migration of the graben axis since at least 0.4 Ma (oldest dated terraces).

Mediterranean connection path

Paleoenvironmental reconstructions suggest that the Gulf recorded alternating marine and lacustrine conditions from at least the Aiges Formation (Lower Group). There are three possible pathways to connect the Gulf to the

Mediterranean Sea, two eastwards which correspond to the Corinth Isthmus and the Megara basin, and one westwards which corresponds to the Rion Strait (Fig. 1).

To the east, the Corinth Isthmus basin and the Megara basin recorded almost the same relative stratigraphic succession as for the central part of the Corinth Rift [Bentham *et al.*, 1991; Collier and Dart, 1991]. They also recorded an uplift that had probably started during the Middle to Late Pleistocene for the Megara basin [Leeder *et al.*, 1991; Bentham *et al.*, 1991] and around 0.3 Ma for the Corinth Isthmus basin [Collier, 1990]. These basins were probably Mediterranean connection pathways, providing episodic marine incursions within the central part of the Corinth Rift.

The western end of the Corinth Rift exposes an alluvial to lacustrine succession that is poorly dated [Doutsos *et al.*, 1985]. The only marine evidence corresponds to the undated terraces (730 m) mentioned in this paper (Fig. 1 & 3) and to fine-grained sediments of the Aigion borehole, Upper Pleistocene to Holocene in age [Guernet *et al.*, 2003]. The Rion strait sill corresponds to the present day connection between the Gulf of Patras and the Gulf of Corinth. Onshore and offshore data are too scarce to really discuss the influence of this sill throughout the Pleistocene. After a possible marine incursion during the rift initiation, this Mediterranean connection path seems to have been active during the Middle to Upper Pleistocene [Piper *et al.*, 1990; Perissoratis *et al.*, 2000; Zelilidis, 2003; Moretti *et al.*, 2004].

Stratigraphical analysis [e.g. Doutsos *et al.*, 1988, Ori, 1989; Collier and Dart, 1991; Poulimenos *et al.*, 1993; Rohais *et al.*, *in press*] suggest a distal setting to the east and proximal setting to the west during deposition of the Lower Group and a marine incursion from the east (Corinth Isthmus basin and the Megara basin). After the beginning of the southern coast uplift (around 0.7 Ma), those connection paths were probably closed and the Rion strait provided the only connection path to the Mediterranean Sea until recent time.

CONCLUSION

In this paper we document a syn-rift stratigraphy up to 2800 m thick in the central part area of the Corinth rift (Fig. 7). The syn-rift succession is divided into three lithostratigraphic groups, in which facies and thickness changes have been studied across an area of ~700 km² in the Akrata-Derveni region. Based on palynomorph analysis and fauna-floral assemblages, we propose for the first time a clear age model and environmental evolution respecting a simple lithostratigraphic scheme. Marine evidences have been found for the first time in this area below and within the well-known giant Gilbert-type fan delta (Middle Group). Pleistocene evidences

have also been found for the first time below the Middle Group. A three phase rift history can thus be proposed in the light of these new results.

1. The Lower Group records the initial stages of rifting corresponding to the Exochi Formation, and the progressive flooding during a transgressive stage (Valimi Formation). Continental to lacustrine environments pass up progressively to brackish environments with occasionally marine incursions from before 1.8 Ma up to sometime after 1.5 Ma. The Gulf of Corinth was temporally connected to the Mediterranean Sea through the Corinth Isthmus and the Megara basin.

2. The transition from the Lower Group to the Middle Group (sometime after 1.5 Ma) is characterised by an increase in bathymetry. While the rapid increase in accommodation space is here proposed to be mainly tectonic in origin, a significant increase in sediment supply during a highstand stage of relative sea-level (Middle Group) may be related to climatic changes such as the Mid-Pleistocene Revolution. During the northward progradation of the Middle Group, the Gulf is characterised by alternating marine and lacustrine conditions with probable connection to the Mediterranean Sea eastward. The final stage of this progradation occurs before the beginning of the regional uplift sometime after 0.7 Ma.

3. Lastly, the emergence of syn-rift sediments along the southern coast of the Gulf of Corinth resulted in a narrowing of the basin from sometime after 0.7 Ma to the present day. The Corinth Isthmus basin and the Megara basin were also uplifted and the only connection to the Mediterranean Sea corresponds to the Rion Strait sill. Water salinity is thus controlled by the Mediterranean sea level relative to the Rion Strait sill.

The relative role of controlling factors on stratigraphic architecture may thus be quantified using numerical modelisation based on these data. It will be performed in a next step of the project in order to validate and refine the age model proposed here.

Acknowledgments. – We wish to thank M. Head for dinokysts identification and N. Mostafawi (Kiel, Germany) for comments of the ostracod faunas. Reviews by J-Y Reynaud and anonymous reviewer greatly improved the manuscript.

References

- ARMIJO R., MEYER B., KING G.C.P., RIGO A. & PAPANASTASSIOU M. (1996). - Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. - J. Int.*, **126**, 1, 11-53.
- BEAUDOUIN C. (2003). - Les effets du Dernier Cycle Climatique sur la végétation de la basse vallée du Rhône et sur la sédimentation de la plate-forme du golfe du Lion d'après la palynologie. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Lyon, 417 pp.
- BENTHAM P., COLLIER R.E.L., GAWTHORPE R.L., LEEDER M.R., PROSSER S. & STARK C. (1991). - Tectono-sedimentary development of an extensional basin: the Neogene Megara Basin, Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 923-934.
- BILLIRIS H., PARADISSIS D., VEIS G., ENGLAND P., FEATHERSTONE W., PARSONS B., CROSS P., RANDS P., RAYSON M., SELLERS P., ASHKENAZI V., DAVISON M., JACKSON J. & AMBRASEYS N. (1991). - Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from 1900 to 1988. - *Nature*, **350**, 124-129.
- BRIOLE P., RIGO A., LYON-CAEN H., RUEGG J., PAPAZISSI K., MISTAKAKI C., BALODIMOU A., VEIS G., HATZFELD D. & DESCHAMPS A. (2000). - Active deformation, of the Gulf of Korinthos, Greece: results from repeated GPS surveys between 1990 and 1995. - *J. Geophys. Res.*, **105**, 11, 25605-25625.
- CLÉMENT C., SACHPAZI M., CHARVIS P., GRAINDORGE D., LAIGLE M., HIRN A. & ZAFIROPOULOS G. (2004). - Reflection-refraction seismics in the Gulf of Corinth: hints at deep structure and control of the deep marine basin. - *Tectonophysics*, **391**, 97-108.
- COLLIER R.E.L.L. (1990). - Eustatic and tectonic controls upon the Quaternary coastal sedimentation in the Corinth Basin, Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **147**, 301-314.
- COLLIER R.E.L.L. & DART C. J. (1991). - Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 1049-1065.
- COLLIER R.E.L.L., LEEDER M.R., ROWE P.J. & ATKINSON T.C. (1992). - Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. - *Tectonics*, **11**, 1159-1167.
- COMBOURIEU-NEBOUT N. (1993). - Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicity in the Central Mediterranean. - *Quaternary Research*, **40**, 228-236.
- CORNEE J.-J., MOISSETTE P., JOANNIN S., SUC J.-P., QUILLEVERE F., KRIJGSMAN W., HILGEN F., KOSKERIDOU E., MÜNCH P., LECUYER C. & DESVIGNES P. (2006). - Tectonic and climatic controls on coastal sedimentation: the Late Pliocene-Middle Pleistocene of northeastern Rhodes, Greece. - *Sedimentary Geology*, **187**, 159-181.
- COUR P. (1974). - Nouvelles techniques de détection des flux et de retombées polliniques : étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. - *Pollen et Spores*, **16**, 1, 103-141.
- DANATSAS I. (1989). - Die känozoischen Ostrakoden des NW- und N-Peloponnes und ihre stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Bedeutung. - Inaug. Diss. Münster, 171p.
- DANATSAS I. (1994). - Zur Entwicklung der miozänen-altpleistozänen Ostrakoden-Fauna des Korinth-Beckens, Griechenland. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **76**, 191-200.
- DAVIES R., ENGLAND P., PARSONS B., BILLIRIS H., PARADISSIS D. & VEIS G. (1997). - Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. - *J. Geophys. Res.*, **102**, (B11), 24571-24588.
- DE MARTINI P.M., PANTOSTI D., PALYVOS N., LEMEILLE F., MCNEILL L. & COLLIER R.E.L.L. (2004). - Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. - *C. R. Geoscience*, **336**, 325-334.
- DEPERET (1913). - Observations sur l'histoire géologique pliocène et quaternaire du golfe et de l'isthme de Corinthe. *CR hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences*, **156**.
- DERCOURT J. (1964). - Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional. - Thèse, faculté des sciences de l'Université de Paris.
- DOUTSOS T., KONTOPOULOS N. & FERENTINOS G. (1985). - Das westliche Ende des Korinth-Grabens. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.*, Mon., **11**, 652-666.
- DOUTSOS T., KONTOPOULOS N. & POULIMENOS G. (1988). - The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). - *Basin Research*, **1**, 177-190.
- DOUTSOS T. & PIPER D.J.W. (1990). - Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 812-829.
- DOUTSOS T. & POULIMENOS G. (1992). - Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). - *J. Struct. Geol.*, **14**, (6), 689-699.
- DOUTSOS T. & KOKKALAS S. (2001). - Stress and deformation patterns in the Aegean region. - *J. Struct. Geol.*, **23**, 455-472.
- DUBOIS J.M. (2001). - Cycles climatiques et paramètres orbitaux vers 1 Ma. Etude de la coupe de Monte San Giorgio (Caltagirone, Sicile) : palynologie, isotopes stables, calcimétrie. - Mémoire de DEA. Université de Lyon.
- FERNADEZ-GONZALEZ M., FRYDAS D., GUERNET C. & MATHIEU R. (1994). - Foraminifères et ostracodes du Pliopleistocène de la région de Patras (Grèce). Intérêt stratigraphique et paléogéographique. - *Rev. Esp. Micropal.* Vol. XXVI, 1, 89-108.
- FORD M., WILLIAMS E.A., MALARTRE F. & POPESCU S.P. - Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: Paola C., Nichols G.J. & Williams E.A., Eds. - *I.A.S., Special Publication (in press)*
- FRYDAS D. (1987). - Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen von NW-Peloponnes. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.*, Mon., **5**, 274-286.
- FRYDAS D. (1989). - Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW- und W-Peloponnes, Griechenland. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.*, Mon., **6**, 321-344.
- FREYBERG (1973). - Geologie des Isthmus von Korinth. - *Erlanger. Geol. Abh.*, **95**, 5-160.
- FUCUS (1876). - Alter der jüngeren Tertiärablagerungen Griechenlands. - *Sitzber. Ak. Wiss.*, **73**, 75-78.
- GAWTHORPE R.L., FRASER A.J. & COLLIER R.E.L.L. (1994). - Sequence stratigraphy in active extensional basins: implication for the interpretation of ancient basin-fills. - *Mar. Petrol. Geol.*, **11**, 6, 642-658.
- GAWTHORPE R.L. & LEEDER M.R. (2000). - Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. - *Basin Research*, **12**, 195-218.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (2005). - Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). - *Tectonics*, **24**, doi: 10.1029/2004TC001696.
- GUERNET C., LEMEILLE F., SOREL D., BOURDILLON C., BERGE-THIERRY C. & MANAKOU M. (2003). - Les Ostracodes et le Quaternaire d'Aigion (golfe de Corinthe, Grèce). - *Revue de Micropaléontologie*, **46**, 73-93.
- HEAD M.J., SEIDENKANTZ M.-S., JANCZYK-KOPIKOWA Z., MARKS L. & GIBBARD P.L. (2005). - Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quaternary International*, **130**, 3-30.
- HEUSSER L.E. (1988). - Pollen distribution in marine sediments on the continental margin off northern California. - *Mar. Geol.*, **80**, 131-147.
- JACKSON J. A., GAGNEPAIN J., HOUSEMAN G., KING G.C.P., PAPADIMITRIOU P., SOUFLERIS C. & VIRIEUX J. (1982). - Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. - *Earth and Planetary Science Letters*, **57**, 377-397.

- JOANNIN S. (2003). - Forçage climatique des séquences emboîtées du Pléistocène inférieur et moyen de Tsampika (île de Rhodes, Grèce). - Mémoire de DEA. Université de Lyon.
- JOANNIN S., QUILLEVERE F., SUC J.-P., LECUYER C. & MARTINEAU, F. - Composite climate changes during the Early Pleistocene: continental and marine responses recorded in the Central Mediterranean region (Santa Lucia Section, Crotone, Italy). - *Quat. Res. (submitted)*
- JOLIVET L., BRUN J.P., GAUTIER P., LALLEMEANT S. & PATRIAT M. (1994). - 3D kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present, insights from the ductile crust. - *Bul. Soc. Geol. France*, **165**, (3), 195-209.
- KATAGAS C. *et al.* (1993). - Geological map of Greece, 1:50000, Dherveni Sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration.
- KERAUDREN B. & SOREL D. (1987). - The terraces of Corinth (Greece): a detailed record of eustatic sea level variations during the last 500 000 years. - *Mar. Geol.*, **77**, (1-2), 99-107.
- KERSHAW S., LI GUO L. & BRAGA J.C. (2005). - A Holocene coral-algal reef at Mavra Litharia, Gulf of Corinth, Greece: structure, history, and applications in relative sea-level change. - *Mar. Geol.*, **215**, (3-4), 171-192.
- KONTOPOULOS N. & DOOTSOS T. (1985). - Sedimentology and tectonics of the Antirrhion area (Western Greece). - *Bull. Geol. Soc. Italia*, **104**, 479-489.
- LEEDER M.R. & GAWTHORPE R.L. (1987). - Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: *Petroleum Geology of North West Europe*, Brooks J. & Glennie K., Eds. - *Graham and Trotman: London*; 139-152.
- LEEDER M.R., SEGER M.J. & STARK C. (1991). - Sedimentology and tectonic geomorphology adjacent to major active and inactive normal faults, Central Greece. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 331-343.
- LEEDER M.R., MCNEILL L.C., COLLIER R.E.L.L., PORTMAN C., ROWE P. J. & ANDREWS J. E. (2003). - Corinth rift margin uplift: New evidence from Late Quaternary marine shorelines. - *Geophysical Research Letters*, **30**, (12), 131-134.
- LE PICHON X. & ANGELIER J. (1979). - The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. - *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- MALARTRE F., FORD M. & WILLIAMS E.A. (2004). - Preliminary biostratigraphy and 3D lithostratigraphy of the Vouraikos Gilbert-type fan delta. Implications for the evolution of the Gulf of Corinth, Greece. - *C. R. Geoscience*, **336**, 269-280.
- MCMURRAY L.S. & GAWTHORPE R.L. (2000). - Along-strike variability of forced regressive deposits: late Quaternary, northern Peloponnesos, Greece. In: Hunt D. & Gawthorpe R.L., Eds., *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. - *Geological Society (London) Special Publications*, **172**, 363-377.
- MCNEILL L.C. & COLLIER R.E.L.L. (2004). - Footwall uplift rates of the Eastern Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. - *J. Geol. Soc. Lond.*, **161**, 81-92.
- MCNEILL L.C., COTTERILL C.J., HENSTOCK T.J., BULL J.M., STEFATOS A., COLLIER R.E.L.L., PAPTATHEODEROU G., FERENTINOS G. & HICKS S.E. (2005). - Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. - *Geology*, **33**, (4), 241-244; doi: 10.1130/G21127.1
- MOMMERSTEEG H.J.P.M., LOUTRE M.F., YOUNG R., WIJSTRA T.A. & HOOGHMESTRA H. (1995). - Orbital forced frequencies in the 975,000 year pollen record from Tenagi Philippon (Greece). - *Climate Dynamics*, **11**, 4-24.
- MORETTI I., SAKELLARIOU D., LYKOUSIS V. & MICARELLI L. (2003). - The Gulf of Corinth: a half graben ? - *Journal of Geodynamics*, **36**, 323-340.
- MORETTI I., LYKOUSIS V., SAKELLARIOU D., REYNAUD J.Y., BENZIANE B. & PRINZHOFER A. (2004). - Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth: what we learn from the *Marion Dufresne's* long-piston coring. - *C. R. Geoscience*, **336**, 291-299.
- MOSTAFAWIN. (1994). - Ostracoden aus dem Ober-Pliozän und dem Ober-Pleistozän des N-Peloponnes, Griechenland. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.*, Abh., **194**, 95-114.
- MUNTZOS T. (1992). - Palyno- und Paläoklima-Stratigraphie der pliozänen und altpleistozänen Sedimente der nördlichen und nordwestlichen Peloponnes (Hellas). - *Newsletters on Stratigraphy*, **27**, 1/2, 71-91.
- NYST M. & THATCHER W. (2004). - New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. - *J. Geophys. Res.*, **109**, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- OKUDA M., VAN VUGT N., NAKAGAWA T., IKEYA M., HAYASHIDA A., YASUDA Y. & SETOGUCHI T. (2002). - Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW Greece. - *Earth and Planetary Science Letter*, **201**, 143-157.
- ORI G.G. (1989). - Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. - *Geology*, **17**, 918-921.
- PAPAVASSILIOU C. *et al.* (1989). - Geological map of Greece, 1:50000, Xilokastron Sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration.
- PERISSORATIS C., PIPER D.J.W. & LYKOUSIS V. (2000). - Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. - *Mar. Geol.*, **167**, 391-411.
- PHILIPPSON (1892). - Der Peloponnes. Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage. Springer, Berlin., Thèse. 642 pp.
- PIPER D.J.W., STAMATOPOULOS L., POULIMENOS G., DOOTSOS T. & KONTOPOULOS N. (1990). - Quaternary history of the Gulfs of Patras and Corinth, Greece. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., **4**, 451-458.
- PIRAZZOLI P.A., STIROS S.C., FONTUGNE M. & ARNOLD M. (2004). - Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). - *Mar. Geol.*; **212**, (1-4), 35-44.
- POULIMENOS G. (1993). - Tectonics and sedimentation in the western Corinth graben, Greece. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*. Abh., **H10**, 607-630.
- POULIMENOS G., ZELILIDIS A., KONTOPOULOS N. & DOOTSOS T. (1993). - Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift, Greece. - *Basin research*, **5**, 179-192.
- ROBERTS G.P., GAWTHORPE R. L. & STEWART I. (1993). - Surface faulting within active normal fault-zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F. suppl., **94**, 303-328.
- ROBERTS G.P. (1996). - Non-characteristic normal faulting surface ruptures from the Gulf of Corinth, Greece. - *J. Geophys. Res.*, **101**, 25, 255-267.
- ROBERTS G.P. & KOUKOUELAS I. (1996). - Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: implication for models of fault growth. - *Annali di geofisica*, XXXIX(3), 619-646.
- ROBERTS G.P. & JACKSON J. (2002). - Active normal faulting in central Greece: an overview. In: Holdsworth R.E. & Turner J.P., Eds., *Extensional Tectonics: Faulting and related Processes*. - *Geological Society, Key Issues in Earth Sciences*, **2**, 2, 151-168.
- ROHAIS S., ESCHARD R., FORD M., GUILLOCHEAU F. & MORETTI I. - Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene Infill of the Corinth rift: implications for its structural evolution. *Tectonophysics (in press)*
- RUDDIMAN W.F. (2003). - Orbital forcing ice volume and greenhouse gases. - *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1597-1629.
- SAUVAGE J. (1975). - Le Plio-Pléistocène de Grèce : Stratigraphie et climatologie. - *C.R. Acad. Sc. Paris*, **281**, Série D, 371-374.
- SAUVAGE J. & DUFAURE J.J. (1976). - Sur une flore pré-tiglienne dans la série marno-conglomératique corinthienne (Péloponnèse, Grèce). - *C.R. Acad. Sc. Paris*, **282**, Série D, 687-690.
- SAUVAGE J. (1977). - L'apport de la Palynologie dans la connaissance du Plio-Pléistocène de la région de Corinthe (Grèce) : le problème des limites et des corrélations stratigraphiques. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, **285**, série D, 279-282.
- SCHRÖDER B. (1975). - Bemerkungen zu marinen Terrassen des Quartars im NE-Peloponnes, Griechenland. - *N. Jah. Geol. Paläont.*, **149**, 148-161.
- STRAUCH (1994). - Vorwort zu "Postogene Entwicklungen der Peloponnes und benachbarter Räume". - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **76**.

- STIROS S.C. & PIRAZZOLI P. (1998). - Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece: tectonics earthquake, archaeology. - Guidebook for the Gulf of Corinth Field Trip, 14–16 September 1998. Patras University, Greece, Patras.
- SUBALLY D., BILODEAU G., TAMRAT E., FERRY S., DEBARD E. & HILLAIRES-MARCEL C. (1999). - Cyclic climatic records during the Olduvai Subchron (Uppermost Pliocene) on Zakynthos Island (Ionian Sea). - *Geobios*, **32**, 6, 793-803.
- SUC J.-P. & POPESCU S.-M. (2005). - Pollen records and climatic cycles in the North Mediterranean region since 2.7 Ma. In: Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence, Head M.J. & Gibbard P.L., Eds., - *Geological Society (London) Special Publications*, **247**, 147-157.
- SVENNING J.C. (2003). - Deterministic Plio-Pleistocene extinctions in the European cool-temperate tree flora. - *Ecology Letters*, **6**, 646-653.
- SYMEONIDIS N., THEOTHOROU G., SCHUTT H. & VELITZELOS E. (1987). - Paleontological and stratigraphic observations in the area of Achaia and Etoloakarnania W-Greece. - *Ann. Geol. Pays Hell.*, **38**, 317-353.
- THOMPSON R.S. & FLEMING R.F. (1996). - Middle Pliocene vegetation: reconstructions, paleoclimatic inferences, and boundary conditions for climatic modeling. - *Marine Micropaleontology*, **27**, 1/4, 13-26.
- TSELENTIS G.A. & MAKROPOULOS K. (1986). - Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity. - *Tectonophysics*, **24**, 55-61.
- VITA-FINZI C. (1993). - Evaluating late quaternary uplift in Greece and Cyprus. In: Prichard H.M. *et al.*, Eds., Magmatic Processes and plate tectonics. - *Geological Society (London) Special Publication*, **76**, 417-424.
- WESTAWAY R. (1996). - Quaternary elevation change of the Gulf of Corinth in central Greece. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **354**, 1125-1164.
- ZELILIDIS A. & KONTOPOULOS N. (1996). - Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Meso-hellenic trough, Central Greece. - *Sedimentology*, **43**, 253-262.
- ZELILIDIS A. (2000). - Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. - *Geomorphology*, **35**, 69-85.
- ZELILIDIS A. (2003). - The geometry of fan-deltas and related turbidites in narrow linear basins. - *Geological Journal*, **38**, 31-46.
- ZELT B.C., TAYLOR B., WEISS J.R., GOODLIFFE A.M., SACHPAZI M. & HIRN A. (2004). - Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and the Gulf of Itea, Greece. - *Geophys. J. Int.*, **159**, 333-346.

Figure captions

FIG. 1. - (a) Location of (1) Zakynthos, (2) Santa Lucia, (3) Caltagirone, (4) Montalbano Ionico, (5) Tsampika and (6) Megalopolis reference pollen series. (b) Structural map of the Gulf of Corinth and studied area, modified from Rohais *et al.* [*in press*] and references therein. X01 correspond to the marine terrace.

FIG. 1. - (a) Localisation des coupes de références en palynologie (1) Zakynthos, (2) Santa Lucia, (3) Caltagirone, (4) Montalbano Ionico, (5) Tsampika et (6) Megalopolis. (b) Schéma structural du golfe de Corinthe et localisation de la zone d'étude, modifié d'après Rohais et al. [in press] et références citées. X01 indique la localisation de la nouvelle terrasse marine.

FIG. 2. - Geological map of the central part of the Gulf of Corinth and sample location for palynological analysis (modified from Rohais *et al.*, *in press*). Sample M203 is located 2 km west of sample M101 in the Valimi Formation.

FIG. 2. – Carte géologique de la partie centrale de la marge sud du golfe de Corinthe (modifié de Rohais et al., in press). L'échantillon M203 est localisé à 2 km à l'ouest de l'échantillon M101, en dehors de la carte présentée.

FIG. 3. - Synthetic stratigraphic sections of the central part of the Gulf of Corinth and sample location. Relative sections positioning are based on the present day altitude. Paleocurrents were measured on current ripples, cross-stratifications, pebble imbrications, grooves, and channel axis and are tilt corrected. Grain size scale: shale (s), fine sandstones (f), coarse sandstones (c), very coarse sandstones (vc) and conglomerates (cg).

FIG. 3. - Colonnes lithologiques synthétiques de la partie centrale du golfe de Corinthe et localisation des échantillons. Les mesures de paléocourant ont été effectuées sur des rides de courant, des stratifications obliques, des imbrications, des figures de base de bancs et des axes de chenaux et sont débasculées. Granulométrie : argiles (s), grès fins (f), grès grossiers (c), grès très grossiers (vc) et conglomérats (cg).

FIG. 4. - Fauna-floral assemblages from sample analysis and paleoenvironmental implications. Samples are classified based on a relative stratigraphic position for each Group and Formation.

FIG. 4. - Analyses des associations faunistiques et implications paléoenvironnementales. Les échantillons sont reportés en fonction de leur position relative dans chacun des Groupes et Formation.

FIG. 5. - Detailed pollen diagram. All taxa (except *Pinus*) are represented in relative percentages, which are calculated according to the total of counted pollen grains minus *Pinus*. Only *Pinus* has a relative percentage based on the total of counted pollen grains.

FIG. 5. – Diagramme pollinique détaillé. Tous les taxons (sauf les Pinus) sont représentés en pourcentage relatif qui est calculé par rapport au nombre total de pollen minoré des Pinus. Seul le pourcentage de Pinus est relatif à l'ensemble des pollens comptés.

FIG. 6. – Pollen assemblage and proposed correlation with dated series from the Mediterranean region. LG: Lower Group. MG: Middle Group (Location on Fig. 1).

FIG. 6. – Association pollinique et corrélation possible avec les séries datées du pourtour Méditerranéen. LG : Lower Group. MG : Middle Group (Localisation sur la Fig. 1).

FIG. 7. – Age and paleoenvironmental evolution placed along the composite stratigraphic section for the Derveni-Evrostini area. Samples are projected based on relative stratigraphic correlation. A: Accommodation, S: Sediment supply. *Marine correspond to marine evidences.

*FIG. 7. – Ages et évolution paléoenvironnementale replacés selon la colonne synthétique de la région de Derveni-Evrostini. Les échantillons sont projetés sur la colonne à partir de corrélation stratigraphique. A : Accommodation, S : flux Sédimentaire. *Marine indique les évidences marines.*

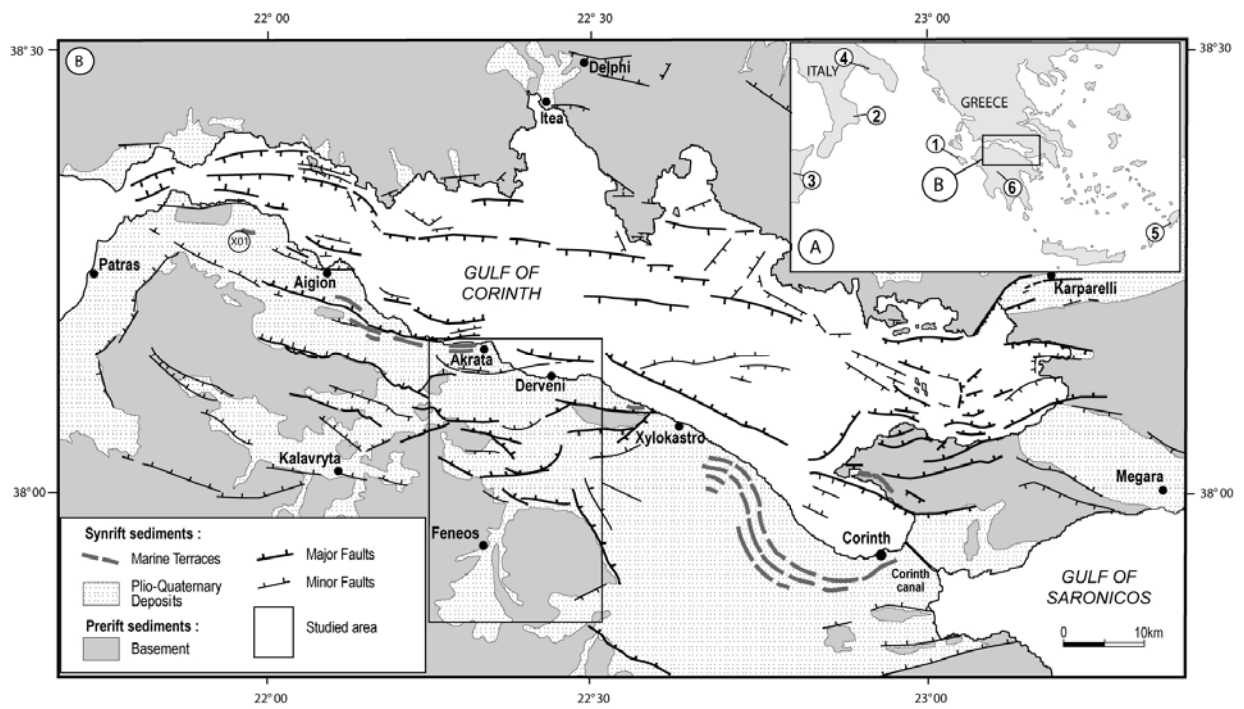


Figure 1

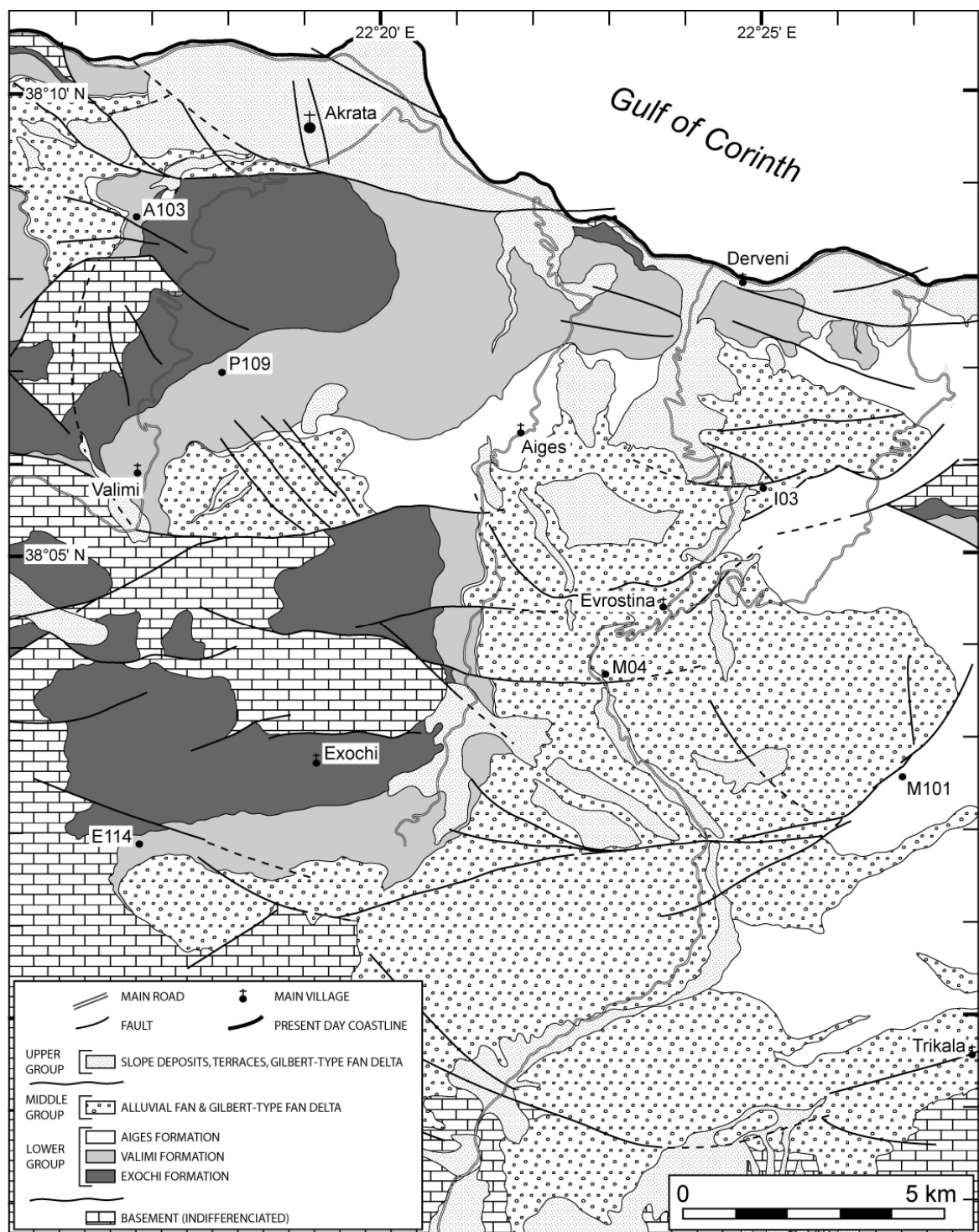


Figure 2

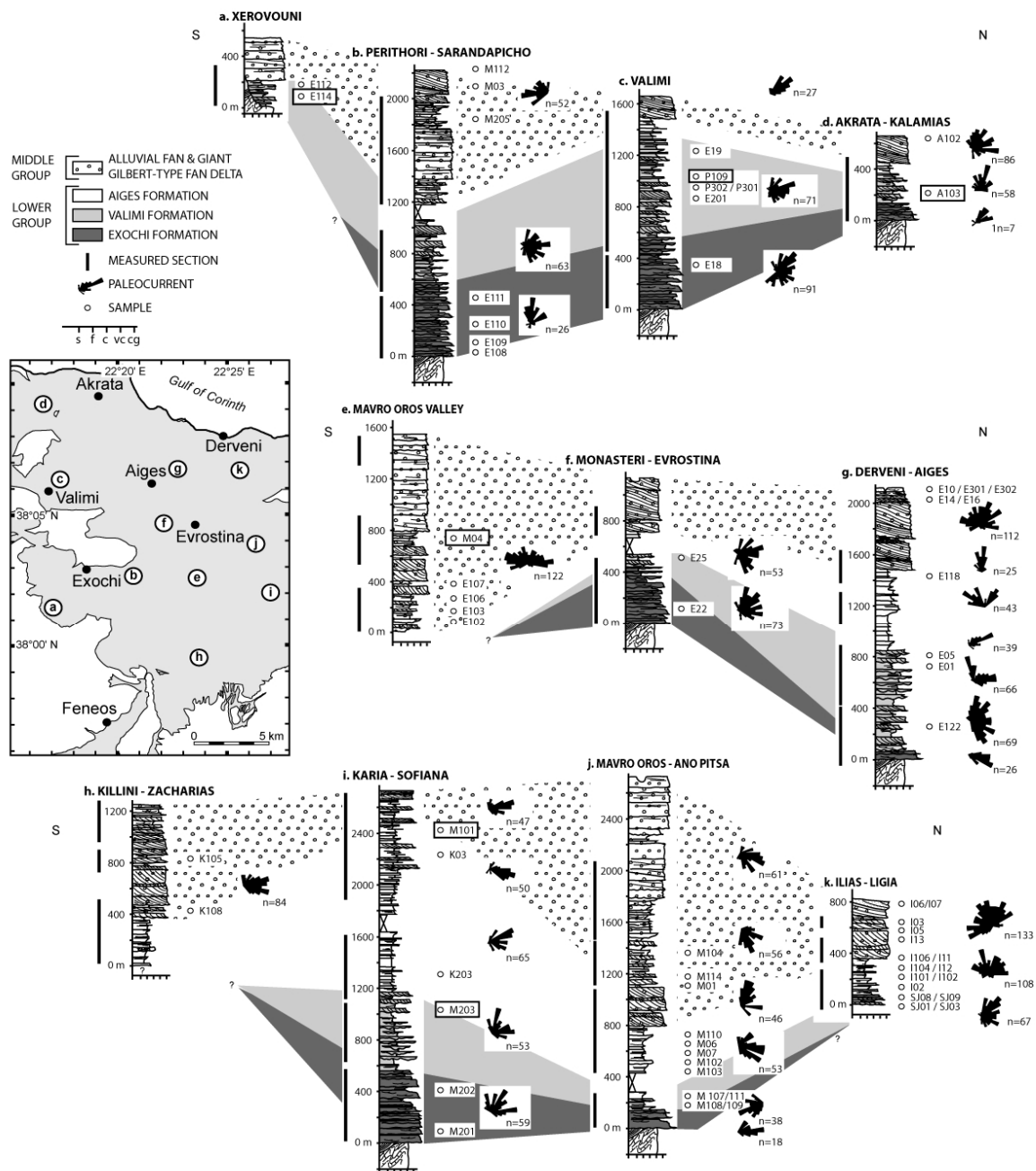


Figure 3

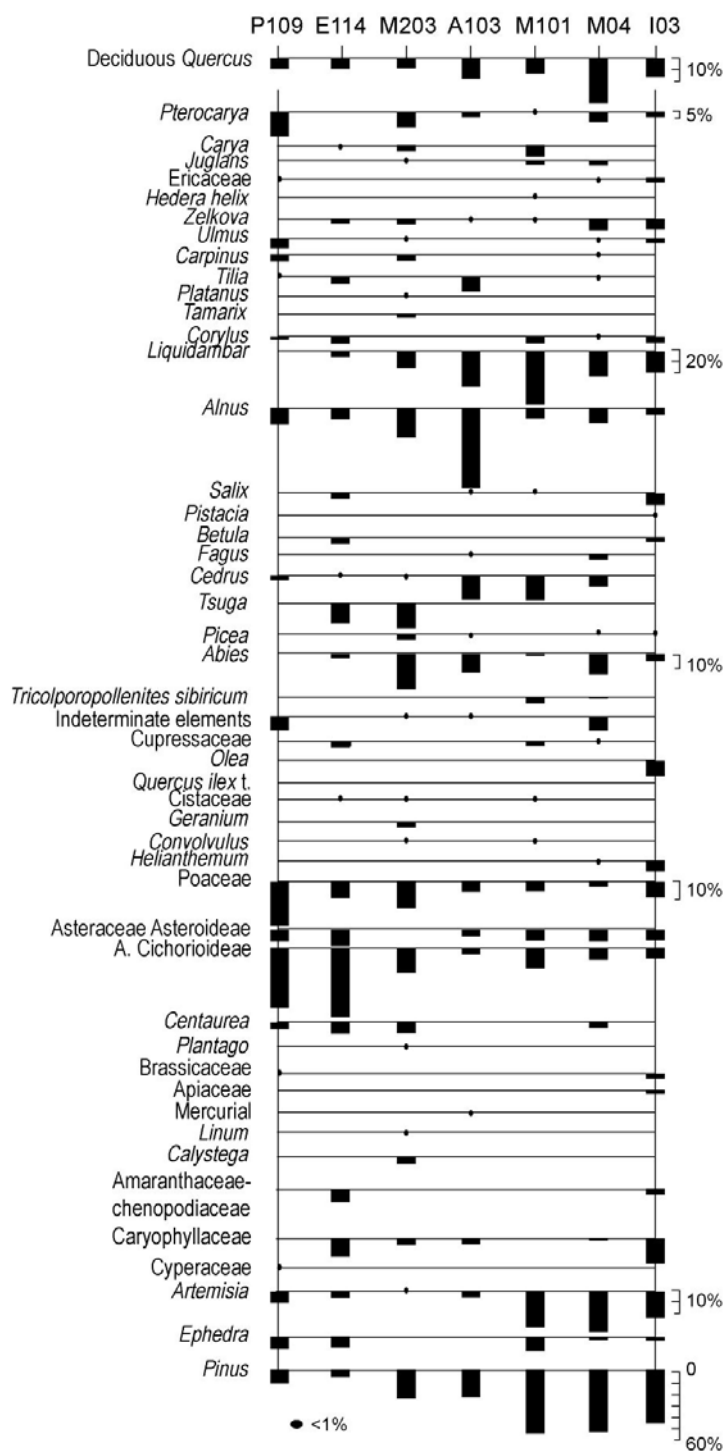


Figure 5

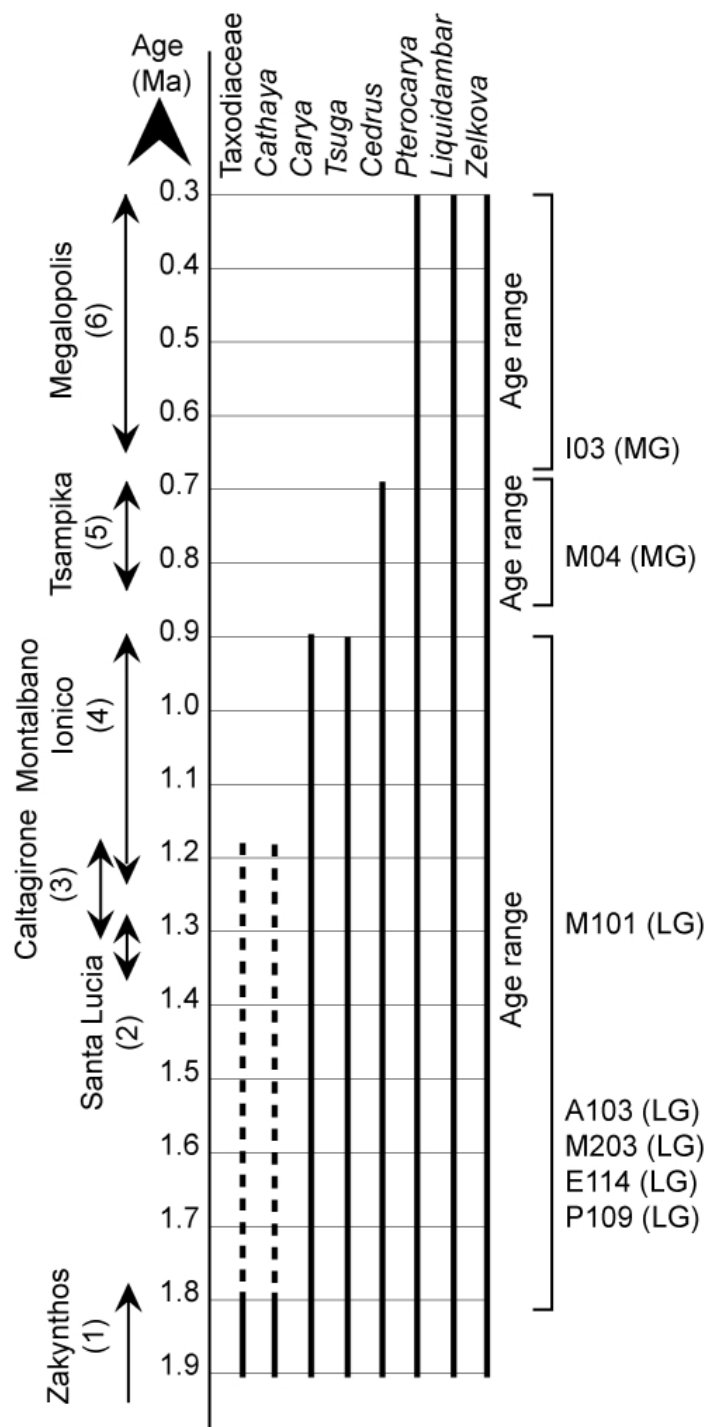


Figure 6



Figure 7

II.3. Stratigraphie et sédimentologie des séries syn-rift (Article 2)

Cet article est en cours de préparation et devrait être soumis à la revue *Sedimentary Geology*.

From alluvial to Gilbert-type fan delta dynamics in extensional basin: the stratigraphic architecture of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece)

Sébastien ROHAIS ^{a,b,*}, Rémi ESCHARD ^a & François GUILLOCHEAU ^b,

^a IFP, Division Géologie - Géochimie, 1-4 avenue de Bois Préau, 92582, Rueil-Malmaison, France

^b Geosciences-Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes Cedex

* Corresponding author.

E-mail address: sebastien.rohais@ifp.fr (S. Rohais).

Abstract

Continuous spectacular outcrops of the southern coast of the Gulf of Corinth show stratigraphic architecture of Plio-Pleistocene rift structural pattern and infill, which are probably one of the best well-exposed basins for characterising the controlling factor on stratigraphic architecture in extensional basin at both basin and reservoir scales. We present in this paper sedimentological and mapping studies providing for the first time (1) a clear stratigraphic scheme at the margin scale, revealing a tripartite stratigraphy as in many rift basins and (2) a complete depositional model for the giant Gilbert-type fan delta from the most proximal to the most distal setting.

Overall stratigraphic architecture is primary controlled by tectonic subsidence. The early stage of initial faulting is recorded by the Lower Group. Continental to lacustrine environments passes up progressively to brackish environments with occasionally marine incursion from before 1.8 Ma to sometime after 1.5 Ma in response to fault growth. Rift initiation to Rift climax transition is recorded by the transition from the Lower Group to Middle Group (~1.5 Ma), characterized by a rapid increase in accommodation space. An active rift stage is recorded by the Middle Group (around 1.5 Ma to 0.7 Ma), in which sediment

supply is firstly outpaced by subsidence and then caught up with and exceeded subsidence. Last rift stage corresponds to the still active uplift of the rift margin beginning between 0.7 and 0.4 Ma.

Climate and related sediment supply are secondary controlling factor on the stratigraphic architecture at the rift scale. The Mid-Pleistocene Revolution (MPR) occurring at ca. 0.9 Ma induced major climate shift and sediment supply increase, which control the overall prograding packages of the Middle Group. The relative balance of sediment supply to accommodation space also controls the stacking pattern at fourth to fifth order sequence scale during both the Lower Group and the Middle Group deposition.

Eustasy seems to be overprinted onto the tectonic controlling factor for the overall stratigraphic architecture. At fine scale, the stratigraphic architecture is very sensitive to eustasy, which is responsible for internal geometries and stacking pattern at fourth to fifth order sequence scale during the whole syn-rift fill deposition.

Keywords: facies sedimentology, Gilbert-type fan delta; Corinth Rift, Climate, Sediment Supply, Pleistocene

1. Introduction

The stratigraphic architecture of passive margins is organised in depositional sequences which recorded cyclic changes of deformation and climates through tectonic, eustasy and sediment supply (e.g. [Vail et al., 1977](#), [Jervey, 1988](#), [Posamentier and Vail, 1988](#); [Posamentier et al., 1988](#)). Within these depositional sequences, the stratal pattern and facies organisation are themselves a function between the rates of changes in accommodation (A) (subsidence + eustasy) and sediment supply (S). The A/S ratio controls the transgressive / regressive organisation of the facies belts, and their volumetric partitioning between two sequence boundaries (e.g. [Sloss, 1962](#); [Vail et al., 1977](#); [Jervey, 1988](#); [van Wagoner et al., 1990](#); [Cross, 1991](#); [Schlager, 1993](#); [Muto and Steel, 1997](#)). A/S ratio description thus provides the frame for characterising the factors controlling the stratigraphic architecture at both basin and reservoir scales.

We here describe in this paper the stratigraphic architecture of an extensional basin: the southern margin of the Gulf of Corinth. The present study is interested in the Gulf of Corinth for two reasons. Firstly, in the southern margin of the Gulf of Corinth, the whole margin was exhumed during recent Quaternary uplift. Continuous spectacular outcrops exposed the margin organisation from the rift shoulder to the

main graben axis. Stratal architectures are well preserved and can be studied from the most proximal alluvial setting to the distal turbiditic basin across different tilted blocks in a relatively short distance. Secondly, the regional context is particularly favourable to discuss about the relative role of forcing parameters. The extensional rate remains exceptional (7 to 15 mm/y, [Clarke et al., 1998](#); [Briole et al., 1999](#)), such as the uplift rate of the southern shoulder (1 to more than 1,5 mm/y, e.g. [Vita-Finzy, 1993](#); [Collier et al., 1992](#); [Davies et al., 1997](#)). The Plio-Pleistocene period, during which the syn-rift sedimentation occurred and continues today, showed important climatic contrasts between glacial and interglacial periods. The timing and amplitude of Pleistocene eustatic sea-level changes are also well-known in the Mediterranean region. We can then discuss the relative importance of the controlling factors of stratigraphic architecture in a rift basin from these outcrops at both margin (x 100 m) and reservoir (x10 m) scales.

The geodynamic setting of the Gulf of Corinth is fairly uncommon from a structural point of view as the few crustal and lithospheric structure data ([Makris, 1975, 1977](#); [Fytikas and Kolios, 1979](#); [Tiberi et al., 2000, 2001](#)) are not in agreement with common geodynamic rift model (e.g. [Mc Kenzie, 1978](#), [Wernicke, 1985](#)). Is the stratigraphic architecture of the southern coast of the Gulf of Corinth in agreement with common syn-rift tripartite? The normal fault motion remained the primary controlling factor of the accommodation in the tilted blocks (e.g. [Leeder and Gawthorpe, 1987](#); [Schlische and Olsen, 1990](#); [Schlische, 1991](#); [Prosser, 1993](#); [Gawthorpe et al., 1994](#); [Howell and Flint, 1996](#); [Contreras et al., 1997](#); [Gawthorpe and Leeder, 2000](#)), but can we also identify superimposed climatic or eustatic cycles which may have controlled the sequence architecture, and at which scale? We will try to answer these questions by presenting the results of a study based on (1) a facies and facies association analysis, (2) a field mapping of facies associations, of lithostratigraphical units and of discontinuities, (3) sedimentological sections measurement and (4) stratigraphical correlations using physical correlation on panorama, sequence stratigraphy concept and biostratigraphy constrains. These four main steps will enable us to restore the geometry of the main depositional systems at the both the margin (ca. 25 km) and reservoir scale (Gilbert-type fan delta ca. 0.1 to 1 km) in the central part of the southern coast of the Gulf of Corinth, which have never been proposed until nowadays. We will then discuss about the relative role of regional and local tectonism, eustasy and sediments supply variations on the stratigraphic architecture of the different phases of the rift evolution.

2. Regional setting

2.1. Tectonic

The Gulf of Corinth corresponds to one of the most recent extensional features in the Aegean area. Extension in this region is considered as the result of gravitational collapse of the thick crust inherited from earlier mountain building (Horvath and Berckhemer, 1982; Jolivet, 2001), lithospheric thinning in the Aegean back arc region (Papazachos and Comninakis, 1971; Doutsos et al., 1988) and rotation of crustal blocks related to the North Anatolian Fault propagation (Dewey and Sengör, 1979; Armijo et al., 1999). Even if the few crustal and lithospheric structure data (Makris, 1975, 1977; Fytikas and Kolios, 1979; Tiberi et al., 2000, 2001) are not in agreement with common rift model, the Gulf of Corinth is traditionally considered as a rift basin (e.g. Doutsos et al., 1988; Roberts et al., 1993; Westaway, 2002).

The Gulf of Corinth, which separates the Peloponnesus from continental Greece, cuts obliquely the structural trends of the alpine basement. The Gulf makes a 105 km long and 30 km wide narrow ESE-WNW graben, bounded on each side by systems of recent normal faults (e.g. Jackson et al., 1982; Roberts et al., 1993; Roberts, 1996; Roberts and Koukouvelas, 1996; Westaway, 2002; Moretti et al., 2003). The Gulf of Corinth extension was assumed to start during Pliocene times and still continues today (e.g. Billiris et al., 1991; Roberts, 1996; Davies et al., 1997; Briole et al., 2000; Doutsos and Kokkalas, 2001). It is the most seismically active zone in Europe with up to 1.5 cm per year of N-S extension rate and more than 1 mm per year of uplift rate of the southern shore (Tselentis and Makropoulos, 1986; Billiris et al., 1991; Collier et al., 1992; Davies et al., 1997). The southern coast of the Gulf exposes spectacular outcrops of both syn-rift fill in tilted blocks (Fig. 1). WNW-trending normal faults with vertical displacement up to 3000 m divided the southern coast in a series of tilted blocks (5 to 8 km in width, 5 to 10 km long) (Doutsos and Poulimenos, 1992; Roberts et al., 1993; Koukouvelas et al., 1999; Goldsworthy and Jackson, 2001; Micarelli et al., 2003; Rohais et al, in press a). The geometric connection between outcropping fault planes and the deeper seismogenic source is still debated, leading to different interpretations for the rift evolution (Doutsos and Piper, 1990; Doutsos and Poulimenos, 1992; Rigo et al., 1996; Sorel, 2000; Westaway, 2002; Le Pourhiet et al., 2004).

2.2. Stratigraphy

The gross tectonostratigraphic architecture of the southern margin of the Gulf of Corinth was already described by Rohais et al., (in press a), such as the age and paleoenvironmental evolution (Rohais et al., in press b) and these regional studies provided a structural and stratigraphic framework for the detailed sedimentological studies which will be presented hereafter in the present paper.

The syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth can be subdivided in three main lithostratigraphic units (Rohais et al., in press a): (1) a Lower Group mostly made of fluvio-lacustrine deposits (e.g. Ori, 1989; Doutsos and Piper, 1990), (2) a Middle Group consisting of thick Gilbert-type fan delta conglomerates (e.g. Doutsos et al., 1988; Doutsos and Piper, 1990; Poulimenos, 1993; Zelilidis and Kontopoulos, 1996) and (3) an Upper Group including slope deposits, Gilbert-type fan delta and uplifted terraces stepped along the coastline (e.g. Schröder, 1975; Keraudren and Sorel, 1987; McMurray and Gawthorpe, 2000; Pirazzoli et al., 2004; Kershaw et al., 2005) (Fig. 1).

Dating of the Lower Group sediments is still difficult because of the lack of diagnostics stratigraphic markers. Age propositions are based on comparison and correlation with the surrounding basins (Kontopoulos and Doutsos, 1985; Frydas, 1987, 1989) or on palynological studies. Ages ranging from Miocene ages to Lower Pleistocene age have been first proposed (e.g. Sauvage et al., 1975, 1976, 1977; Papavassiliou et al., 1989; Danatsas, 1989, 1994; Muntzos, 1992; Katagas et al., 1993) but more recent palynological data around the study area suggests a Lower Pleistocene age for these sediments, the basal syn-rift deposits possibly attributed to the Upper Pliocene (Rohais et al., in press b; Ford et al., in press).

The age of the Middle Group sediments remains controversial, with ages ranging from Calabrian (~ 1.8 to 0.8 Ma) to Middle Pleistocene (Dercourt, 1964; Symeonidis et al., 1987; Muntzos, 1992; Malartre et al., 2004). Recent palynological analysis propose more accurate ages for the northern part of this Middle Group from ages between 1.5 and 1.1 Ma to sometimes after 0.7 Ma (Rohais et al., in press b; Ford et al., in press).

Ages are well constrained for the Upper Group using radiometric data and nannofossils, and range from 0.386 Ma to 1806-305 years BP (e.g. Keraudren and Sorel, 1987; Collier et al. 1992; Vita-Finzi, 1993; Stiros and Pirazzoli, 1998; McNeill and Collier, 2004).

The age model considered in this paper is based on the most recent work (Rohais et al., in press b; Ford et al., in press) and well constrained ages from the Upper Group (e.g. Keraudren and Sorel, 1987; Collier et al. 1992; Vita-Finzi, 1993) which suggest (1) the basal part of the Lower Group to be Upper Pliocene, (2)

the transition from the Lower Group to the Middle Group to occur around 1.5 Ma and (3) the transition from the Middle Group to the Upper Group to occur around 0.6 Ma.

3. Sedimentary facies and facies association

Some detailed sedimentological studies have already been published in the surrounding areas, especially in the giant Gilbert-type fan deltas which are well exposed in the margin (e.g. [Ori et al., 1991](#); [Poulimenos et al., 1993](#); [Dart et al., 1994](#); [Zelilidis, 2003](#)). We present hereafter for the first time a complete description of the main facies ([Table 1](#)) from the alluvial fan setting in the rift shoulders, to the marine and lacustrine settings in the central part of the rift for the whole syn-rift infill outcropping along the southern coast of the Gulf of Corinth ([Fig. 1](#)). These facies ([Table 1](#), [Fig. 2, 4](#)) were grouped in facies associations ([Table 2](#)) to document the main depositional setting of the Lower Group, the Middle Group and the Upper Group. Facies and facies association are then used to restore the stratigraphic architecture at the reservoir scale (e.g. Gilbert-type fan delta of the Middle Group), and facies association are used for the stratigraphic architecture restoration at the margin scale.

Syn-rift sediments carbonate gravels and pebbles were mainly derived from the erosion of the Pindos and Gavrovo-Tripolitsa carbonate units (70 to 90%) (Trias to Eocene). Silici-clastic clasts are made of reworked radiolaritic grains, quartz and mica from the Phyllades units (10 to 30%) (suffered high-pressure, low-temperature metamorphism during the Oligo-Miocene, [Doutsos et al., 2000](#); [Xypolias and Koukouvelas, 2001](#)).

3.1. Facies association AF: Alluvial Fan

Description: Facies association AF consists of poorly sorted pebble to boulder conglomerate to breccia ([Fig. 2 A, B](#)) organised in massive tabular packages (e = 1 to 20 m) interbedded with channelised pebbly sandstones and lenticular siltstones. Beds were amalgamated in very thick units (several hundreds of meters thick) which laterally evolved to thick tabular and unchannelised beds and broadly lenticular beds with erosive channelised bases. Facies association AF is interbedded with facies association FLP basinward. Characteristic genetic unit corresponds to fining upward and bed thinning cycle (G1, G2, G3, F3, F7).

Interpretation: High bed thickness, grain size and morphology suggest proximal source with steep topographic gradient. Conglomerate and breccia of facies association AF are interpreted to have been

rapidly deposited by debris flow, mass flow and / or normal stream flows on unchannelised aggrading fan surface (e.g. [Middleton and Hampton, 1976](#); [Miall, 1977](#); [Nemec and Steel, 1984](#)). Deposition occurred in the upper part of a sub-aerial alluvial fan. Main depositional process is gravity, combined with subordinate bedload events related to waning stage of flood events. Finer grained deposits are interpreted to have been deposited in overbank / subordinate channel environments where episodic channelised flood and soil development occur (e.g. [Miall, 1977](#)). Facies association AF occurs along the rift margin in series of coalescing fans (width: 3 to 5 km) and locally close to major fault in a radial alluvial fan shape.

3.2. Facies association FLP: Fluvio-Lacustrine Plain

Description: Facies association FLP consists of granule to pebble conglomerate organised in tabular to lenticular beds with high lateral extends ($e = 0.5$ to 10 m, $l = 100$ to 1000 m) interbedded with fine grained deposits ([Fig. 2 C, D](#)). Beds range from poorly structured massive conglomerates or through cross-bedded gravelstones to well-bedded mudstones to siltstones with fresh to brackish fauna or pedogenetic alteration (rootlets). Facies association FLP is characterised by a fining upward sequence with an erosive basal surface: G4, S1, F3, F6, F7.

Interpretation: Sedimentary processes cover a range from tractive bedload transport mechanism to suspension settling (e.g. [Miall, 1977](#); [Rust, 1978](#); [Nemec and Steel, 1984](#); [Pickering et al., 1986](#)). Sedimentary structures and multiple erosive surfaces of conglomeratic facies suggest broad stream and channelised flow transport (e.g. [Miall, 1977](#)). Finer grained deposits are interpreted to have been deposited in overbank / subordinate channel environments with soil development. Lagoonal, lacustrine and restricted environments were developed in the flood plain laterally to high discharge bedload rivers of the braided plain.

3.3. Facies association BS: Bioclastic Shore

Description: Facies association BS consists of well-bedded wackstones to grainstones. Facies range from massive to laminated limestone to pisolithic ([Fig. 2 H](#)) and calcarenitic limestone with wide variety of fauna from lacustrine to marine affinity. Few sedimentary structures as normal grading and sigmoidal cross bedding are developed in those facies.

Interpretation: This facies association (e = 30 to 40 m) only occur near the locality of Ano Pitsa along the Xylocastro fault block crest (alt. ~ 700 m). Sedimentary processes cover a range from tractive bedload transport mechanism to suspension settling. Massive and laminated limestone with freshwater to brackish fauna contains (ostracods, gastropods) (L4) is interpreted as deposits inferred to lake to backswamp suspension. Calcarenitic limestone with corals, gastropod, bivalves, algae, echinoderm spikes (L3) is interpreted as shoal bar in a bay to open marine environment. Pisolithic limestone with mixed fauna from marine to brackish affinity (L2) is interpreted as bay to restricted marine environment with alternative high / low wave energy dynamics (according to the pisolith growth). Each facies shows post-deposit soil development structure such as vadose rims and cements, microcodium alteration, and microbialite films. Low detritic input can be explained by the structural position of those facies at the crest of isolated tilted-block.

3.4. Facies association FLD: Fluvio-Lacustrine Delta

Description: Facies association FLD consists of well-bedded sandstone to granule organised in steeply inclined lenticular beds wedge up- and down-dip (e = 0.1 to 1m, amplitude = 5 to 30 m, dip = 10 to 30°) (Fig. 2 G). Sedimentary structures are well developed with low-angle bedding, tabular cross-bedding, through cross-bedding, composed stratification (Fig. 2 F), normal grading or current- to wave-ripples. This association passes laterally to facies association PL toward the basin. Thick to thin lignite accumulations form continuous beds within the fine grained deposits (Fig. 2 E). Characteristic genetic unit show a coarsening up-ward trend: F5, F1, S4, G9, G10, S5, S2, S1.

Interpretation: Sedimentary processes cover a wide range from tractive bedload transport mechanism to non cohesive mass flow to low density turbidity current and fallout deposits (e.g. Miall, 1977; Rust, 1978; Lowe, 1982; Nemec and Steel, 1984; Pickering et al., 1986). Fine-grained facies are interpreted as basinal (pro-delta / lacustrine) deposits with turbidity currents influences. Wedged and inclined beds facies corresponds to Gilbert-type fan delta (Postma, 1990) foreset at the active river to delta front transition. Those beds are not always deeply inclined depending on the basin settings, and are interpreted as Hjulström-type fan delta (Postma, 1990). Lignite is interpreted as subaqueous organic-rich environments in coastal plain setting. Coarser facies showing tractive sedimentary structures are interpreted as fluvial distributary channels. The vertical evolution from the fine-grained basinal deposits to the coarse-grained

fluvial deposits corresponds to a coarsening-up sequence which is interpreted as a prograding fluvial dominated Gilbert-type fan delta. Fluvial influences are not always well developed and sedimentary structures as low-angle may suggest beach with wave influences. Those sedimentary structures commonly occur where wedged sandstones are gently dipping ($\sim 10^\circ$) which may correspond to the lateral development of wave-dominated to protected shoreline.

3.5. Facies association PL: Pro-delta and Lake

Description: Facies association PL consists of fine grained deposits (marls, siltstones, fine-grained sandstones) (Fig. 2 G) to muddy matrix-rich conglomerates organised in tabular to lenticular horizontal beds ($e = 0.1$ to 1 m). Facies association PL cover a wide range of facies from massive bioturbated white marl and thinly laminated fine grained deposits with current ripple and grading to coarse-grained sandstones with normal grading. Laminated limestone and varved claystone also occur in this facies association, with a fresh to brackish fauna contains, and occasionally marine evidences. The idealised sequence for the PL facies association is fining upward: G9, G10, S3, S4, F1, F4, F5, L4.

Interpretation: Sedimentary processes cover a wide range from mass flow to low density turbidity current and fallout deposits (e.g. Bouma, 1962; Lowe, 1982; Nemec and Steel, 1984). Coarser facies are interpreted as proximal with influences from the delta (flood and gravity deposits from the delta front). Finer facies are interpreted as distal with few detritic supply and cyclic suspension settling.

3.6. Facies association GDT: giant Gilbert-type Delta Topset

Description: Facies association GDT consists of poorly sorted granule to cobble conglomerate organised in tabular packages with high lateral extends ($e = 0.1$ to 5 m, $l = 100$ to 1000 m) (Fig. 3 A). Massive beds are poorly structured. Thinner beds show erosive bases and well developed structures as pebble imbrication or through cross-bedding. Facies association GDT is characterised by conglomeratic facies organised in fining upward sequence: G2, G3, G4, S1, F3, F7. Fine-grained facies and limestones can be locally developed (F6, L1, L4) (Fig. 3 H). Conglomerate can be reorganised as very well sorted clast-supported granule to pebble conglomerate close to the transition with the facies association GDF. In the more proximal area, facies association GDT is similar to the facies association AF.

Interpretation: Facies association GDT is discriminated from facies association AF by the weak development of debris flow to sheet flood deposits, and from facies association FLP because of its geometric relation to facies association GDF. Grain size sorting, sedimentary structures and erosive surfaces indicate stream and channelised (broad) flow transport (e.g. Miall, 1977; Nemec and Steel, 1984). Massive sheets of conglomerate suggest less confined flows and sheet flood persistent events. Finer grained deposits are interpreted to have been deposited in overbank / subordinate channel environments. Immature soil development also occurred. Texture and geometry of facies association GDT are consistent with braided plain made of flood plain fines and high discharge bedload rivers coarse deposits (active channel width: 20 m to 2 km). Lagoon and restricted environment with marine to lacustrine influences were locally preserved along the shoreline. Facies L1 composed of red algae, blue algae and green algae with marine affinity and facies L4 with freshwater ostracods and gastropods suggest that the fan delta prograded in an alternating marine to lacustrine water body. Paleocurrent directions suggest a diverging radial pattern (fan delta topset width: 3 to 6 km). Few sedimentary structures illustrate wave-reworking suggesting fluvial-dominated processes.

3.7. Facies association GDF: giant Gilbert-type Delta Foreset

Description: Facies association GDF consists of sandstone to pebble conglomerates organised in tabular to lenticular dipping beds ($e = 0,2$ to 5 m, $l = 50$ to 900 m, $dip = 25$ to 35°). Pebbles are often imbricated with the "a" axis sub-parallel to the bed boundaries. Inverse and normal grading, as well as clast-supported openwork texture are common. The strata display slightly erosive bases. Clasts are generally sub-rounded to rounded. The foreset beds angles diminish downdip to merge with the horizontal finer-grained bottomset beds (GDB). Characteristic genetic unit begins above erosive bases cutting across finer deposits (sandstone to mudstone of GDB facies association) with crudely stratified amalgamated and massive beds (G5) (Fig. 3 B) evolving to well-structured sheet-like conglomerate and sandstone beds (G6 to S3) (Fig. 3 C). Foreset strata are commonly organised in radial to conical pattern defining a fan delta shape according to topset strata geometry.

Interpretation: Foreset matrix-rich deposits are interpreted as the results of cohesive and non cohesive mass flow (e.g. Lowe, 1982; Collella et al., 1987; Prior and Bornhold, 1988). Foreset matrix-poor conglomerates are interpreted as avalanche grainflow deposits induced on steep slope (e.g. Collella et al.,

1987). Finer grained facies may correspond to episodes of reduced sediment discharge and / or alluvial sediment storage. Conglomeratic facies may correspond to high discharge flood events from alluvial fan debris flow and / or from topset braided rivers. Massive conglomeratic beds are interpreted as catastrophic events occurring after a relative period of low sediment discharge. Some scours on the upper parts of the foreset slope suggest gravity instabilities in relation to high discharge event, water body motion and / or sediment accumulation along the delta shoreline over passing the angle of repose (e.g. Dart et al., 1994).

3.8. Facies association GDB: giant Gilbert-type Delta Bottomset

Description: Facies association GDB consists of granule to pebble conglomerate organised in tabular to lenticular horizontal beds ($e = 0.2$ to 5 m, $\text{dip} < 10^\circ$) (Fig. 3 D). Conglomerate beds are interbedded with laminated pebbly sandstone, sandstone or siltstone beds (Fig. 3 E). Conglomerate beds often show basal and upper erosive surfaces. Pebbles are often imbricated or organised in tabular cross-bedding stratification. Floating pebbles within and at the top of beds also characterise this facies association. Inverse and normal grading developed above slightly erosive bases are common. Clasts are generally sub-rounded to rounded. Cross to parallel-laminated claystones to siltstones with current ripples form large scale undulated beds ($h = 5\text{-}30$ m). Characteristic genetic unit corresponds to coarsening upward sequence followed by a fining upward trend: F4, S6, G7, G8, F2, F1. Chaotic deposit, muddy matrix rich conglomerate and folded deposit (G9, G10) could also be associated below basal erosive surface of the conglomeratic deposits (Fig. 3 F).

Interpretation: Beds and grain size suggest high up-dip slope gradient. Sedimentary processes cover a wide range from cohesive matrix-supported mass flow to low density turbiditic current and fallout deposits (e.g. Lowe, 1982; Nemec and Steel, 1984; Pickering et al., 1986; Collela et al., 1987; Prior and Bornhold, 1988). Main depositional process is gravity modulated by both material nature and initial energy. Facies G8, F1 and F2 suggest by-pass and high energy current whereas facies G7 and S6 suggest rapid deposition and freezing from matrix-rich high density turbiditic current. Soft sediment deformations (dewatering, contorting, inverse-fault) are interpreted as the result of a rapid coarse grain gravity flow deposition onto interbedded fine grain deposits. Conglomeratic facies may correspond to high stage of

river flood, by-pass facies may correspond high energy flow without conglomerate (no direct connection to the active river), and massive fine grain facies may correspond to low stage of river activity.

3.9. Facies association BT: Basin offshore marine or lacustrine sediments and associated Turbidite

Description: Facies association BT consists of fine grained deposits (marl, siltstone, fine sandstone) to pebble conglomerate organised in tabular to lenticular horizontal beds ($e = 0.02$ to 2 m) (Fig. 3 D, G). Facies association BT covers a wide range of facies from massive bioturbated white marl and thinly laminated fine grained deposits with current ripple and grading to coarse sandstone with normal grading and channelised conglomerate with sharp and deep erosive lower boundary. Idealised sequence is fining upward: G9, G10, S3, S4, F1, F4, F5. Lateral transition with facies association GDB are characterised by facies S6, F1, F2 occurrences.

Interpretation: Sedimentary processes cover a wide range from mass flow to high density turbidity current to low density turbidity current and fallout deposits (e.g. Bouma, 1962; Lowe, 1982; Nemec and Steel, 1984; Pickering et al., 1986). Channelised conglomerate facies are interpreted as infill of turbiditic channels and gullies. Coarse-grained facies are interpreted as deposits of high density turbidity currents by-passing the foreset / bottomset area or resulting from gravity flows that deposited their gravel / pebble fraction up dip. Finer grained facies are interpreted as deposits of low-density turbidity currents and suspension fallout deposits. Paleocurrent measurements suggest the occurrence of both main radial current pattern respecting the up dip foreset / bottomset organisation and subordinate current commonly parallel to the coast. Water depths can be estimated using foreset packages geometry which averages about 5 to 40 m for the basal infill of the rift and about 50 to 500 m for the giant Gilbert delta. Water body is alternatively under lacustrine or marine influences based on fauna-floral analysis (Rohais et al., in press b).

4. Depositional model

The syn-rift fill of the southern margin of the Gulf of Corinth can be subdivided into two main depositional models, with specific environments and geometries. The first one can be defined for the Lower Group (Fig. 4) and the second one for the Middle Group (Fig. 5) and the Upper Group.

4.1. Lower Group

The Lower Group (Fig. 4) exhibits facies ranging from alluvial fan (AF, Fig. 4A) to fluvio-lacustrine system (FLP, Fig. 4B, E, and FLD, Fig. 4C, D) to lacustrine environments (PL). Depositional model includes shallow water deltas of Postma's classification (1990), ranging from Hjulström-type (Fig. 4 D) to Gilbert-type fan deltas (Fig. 4 C). Lateral transition from the facies association Alluvial fans (AF) and Fluvio-lacustrine facies association (FLP) to fluvio-lacustrine delta facies association FLD is not shown in outcrops. Proximal to distal facies transitions are based on correlation between measured sections, soil development and lignite development and main transport and deposition processes. Basinward transition from fluvio-lacustrine deltas (FLD) to prodelta shale (PL) is shown on outcrops. Alluvial fan (AF) were mainly developed along the basin margin and topographic highs and the alluvial fan extension did not exceeded 10 km. Fluvio-lacustrine plain (FLP) exhibited large braided plain with wide channel belts (up to 2 km wide), specially in the northern part of the study area (Fig. 4 E). When the floodplain extended distally from the alluvial fans (AF), fluvial channel were more incised and narrower (1 to 3 m deep, 10 to 100 m wide) (Fig. 4 B). This depositional model (AF, FLP, FLD, PL) was directly connected to the drainage area of the rift shoulder, whereas clastic shores (facies association BS) were limited to the surrounding of emerged tilted block crests within the basin (Fig. 4). The basin was shallow and relatively flat. Water depth estimation did not exceeded 40 m, based on Gilbert-type fan delta depositional profiles and thickness (mainly ranging from 5 to 15 m). Water salinity was highly variable in the standing water bodies, with lacustrine, brackish and marine influences depending on the connection or the isolation of the rift basin to the Mediterranean Sea.

4.2. Middle Group and Upper Group

The second depositional model (Fig. 5) consists of facies ranging from proximal alluvial fan to Gilbert-type fan delta and their associated distal turbiditic system (GDT, GDF, GDB, BT). Lateral transition from proximal facies (GDT) (Fig. 5 A) through intermediate facies (GDF, GDB) to distal facies (BT) (Fig. 5 B, C) is clearly exposed in the outcrops (Kullini fan delta, Evrostini fan delta, Fig. 6). The lobe dimension of the Gilbert-type fan delta subaerial ranges from 2 to 6 km. Water body salinity was highly variable as for the first depositional model, but present marine evidences were more expressed than in the Lower Group (Rohais et al., in press).

The depositional model for the Upper Group is almost the same as for the Middle Group for the Gilbert-type fan delta, but the size of the Gilbert deltas is much more reduced in thickness and extension than in the Middle Group on the studied area (subaerial area < 3 km). Proximal environments are well preserved for the Upper Group and correspond to red paleosoils, consolidated red slope screes which still display a northward dipping paleoslope that merging with the Gilbert-type fan delta topsets.

Fluvial to marine terraces, stepped all along the present day coastline, correspond to a lateral depositional model of the Gilbert-type fan delta model.

5. Stratigraphic architecture of a giant Gilbert-type fan delta (Middle Group)

Depositional sequences and their bounding surfaces have been identified in the exhumed Gilbert-type fan deltas. Ori et al. (1991) and Dart et al. (1994) already described the stratigraphic architecture of some of those giants Gilbert-type fan deltas, especially for the topset to foreset transition. We have extended this description from the topset to the distal turbiditic system based on observation on the Evrostini and the Ilias fan deltas (Fig. 6, 7, 8). Three main types of depositional system can be defined based on their internal geometry and their relation with their bounding basal surfaces (Fig. 9).

The first system type is characterised by continuous vertically aggrading topsets (1 to 30 m) that laterally passed to aggrading and prograding foresets (Fig. 6). Bottomsets and distal turbiditic systems were poorly developed during this stage (Fig. 6, 8). This depositional sequence is made of the most massive and the coarsest deposits of the GDT, GDF facies associations. The basal surface can be plane and smooth, or erosive in the topset, and pass laterally in the foresets and bottomsets to a downlap surface, locally erosive. This first depositional sequence (Fig. 9 A) corresponds to a period of time during which sediment supply balanced the accommodation ratio ($A/S = 1$): the deltas were vertically aggrading.

The second system type was characterised by the lack of topset beds and the development of by-pass surface instead, thick foreset and bottomset beds, and thick well-developed turbiditic systems (Fig. 6, 7, 8). This depositional sequence is organised in an overall progradational pattern and is made of the most massive and the coarsest deposits of the GDF, GDB facies associations. The basal surface of the depositional surface was purely erosive in the topset area (unconformity) and laterally passed to a downlap/truncation surface in the bottomset area. The upper surface in the foreset area shows a toplap geometry. This second depositional sequence (Fig. 9 B) corresponds to a period of time with bypass and erosion in the topset, and to a rapid progradation of the Gilbert-type fan delta ($A/S < 0$).

The third system was characterised by small scale (2 to 10 m) prograding deltas prograding above the stacked topsets of the giant Gilbert-type fan delta (Fig. 6 & 7). Those small Gilbert-type fan delta are generally organised in a pure progradation evolving through an aggrado-progradation. Almost no deposits were preserved on the remaining topography of the previous Gilbert-type fan delta scale where by-pass of turbiditic currents occurred. The offshore was characterised by the development of thinly bedded and fine-grained sandy turbiditic system developed at the foot the previous Gilbert-type fan delta remaining topography (Fig. 8). The basal surface is a composite downlap/truncation in the giant Gilbert-type fan delta topset that passes laterally to a pure erosive surface in the topset to foreset transition of the previous depositional sequence, and pass laterally to an onlap surface onto previous foreset beds. This third depositional sequence (Fig. 9 C) corresponds to a period of time beginning with a landward shift in the position of the offlap break ($A/S > 1$), followed by a rapid progradation ($A/S \sim 0$) and then ended by an aggrado-progradation ($1 > A/S > 0$).

The succession of these three systems configurations from prograding-aggrading system, to pure prograding system and retrograding system corresponds to a regressive / transgressive cycle. According to this three main depositional system classification, from 5 up to 20 regressive and transgressive cycles were identified within these four main sequences of the Middle Group (Fig. 10).

6. Stratigraphic architecture of the southern margin of the Corinth Rift

The Lower Group can be subdivided into three main formations (Rohais et al., in press a) in the study area, which are in stratigraphic order: the Exochi Formation, the Valimi Formation and the Aiges Formation. These formations are also lateral equivalents and correspond to the depositional model for the Lower Group: the Exochi Formation (mainly AF) corresponded to the most proximal facies association, the Valimi Formation to the intermediate facies association (mainly FLP and FLD) and the Aiges Formation to the most distal facies association (mainly PL).

During the initial phase of rifting recorded by the Lower Group (Upper Pliocene to Lower Pleistocene), sedimentation was mostly continental and deposits of the Exochi Formation unconformably overlaid the folded basement (Fig. 11). Alluvial fans laterally passed to braided plain depositional environments toward the centre of the studied area where extended local shallow lakes. The rate of accommodation space (A) balanced the sediment supply rate (S) as suggested by the vertical aggradation of the depositional systems. Then, a major transgressive trend was marked by the landward migration of the

alluvial systems (Fig. 11) during deposition of the Valimi Formation (Lower Pleistocene). The relative percentage of lacustrine versus fluvial sediments increased upward with the deposition of the sub-aqueous environments of the Aiges Formation (PL to BT). The Aiges Formation is thicker eastward whereas the Exochi Formation is thicker westward suggesting that a marine or lacustrine flooding invaded the lowland of the rift from the East (Fig. 1).

The deposition of the Aiges Formation corresponds to the transition with the Middle Group. The increase of the lacustrine and marine influences and the overall backstep of the alluvial system testified of an overall increase of the subsidence rate and possibly, a decrease of the sediment supply. In the western part of the study area, onlaps were observed on the rift shoulder at that time suggesting a widening to the south of the rift system. This formation thus records a maximum flooding in the rift evolution, the entire area being invaded by lacustrine to sporadic marine sediments.

During the deposition of the Middle Group, alluvial fans passed laterally into small Gilbert-type deltas, themselves passing into fine grained sediments toward the basin. These depositional systems are organised in a progradational pattern characterised by a coarsening upward trend from distal turbiditic system (BT) to alluvial fan and Gilbert-type fan delta topset (GDT). Water depth progressively increased and marine incursions were more pronounced than in the previous stage. The evolution of the overall architecture of the Middle Group can be subdivided in four main steps, from the study of the southernmost part of the study area (Fig. 10). In this area, the Killini fan delta progressively onlapped the Alpine basement in the footwall of border fault. This onlap has a regional extent in the study area (amplitude ~ 500 m). The onlap testified of the sealing of the border fault and a landward shift of fluvial facies toward the rift shoulder while the fan was aggrading. Basinward, the rapid facies changes between the alluvial fans and the Gilbert-type fan deltas occurred at the location of the main syn-sedimentary faults. The Tectonic then forced the facies changes. In the Killini fan delta, a first episode of progradation induced a basinward shift of 2 to 4 km of the shoreline into a lacustrine water body deep 50 to 200 m (sequence 1). A second fan delta system then rapidly prograded 10 to 14 km northwards into a basin in which an alternated lacustrine, brackish and marine basin (sequence 2, Fig. 10). The Killini fan delta was then progressively abandoned. The planar surface, perched today at 1500 m of altitude, marked the end of the Killini fan delta progradation. After, sediments by-passed across this surface and fed the Mavro and the Ilias fan delta. A basinward shift of around 5 km of the depocenter and an increase in bathymetry up

to 300 m (sequence 3) was recorded in the basin. The Mavro and Ilias fan deltas were then abandoned and re-incised. The Mavro fan delta abandonment surface is actually perched at a mean altitude of ca. 1600 m. The final stage of the northward progradation corresponds to the Evrostini fan delta which recorded maximum water depth (~ 500 m) (sequence 4). The Evrostini fan delta abandonment surface is actually perched at a mean altitude of ca. 1100 m.

A major geomorphological change occurred at the transition between the Middle and Upper Group. One major perched paleo-coastline is still preserved along the present day coastline at around 200 m in altitude on the study area, while the last coastline of the Middle Group below is actually perched at mean altitude of ca. 1100 m (Fig. 1, Fig. 10). The southernmost part of the studied area margin was uplifted and tilted southwards. The Upper Group in this area corresponded to paleovalleys and associated fluvial terraces. The fluvial drainage was then inverted, the river flowing southwards to the Feneos endoreic depression. In the middle part of the study area (Mavro, Evrostini fan delta), the Upper Group corresponded only corresponded to by-pass fluvial deposits, with red soils and red slope breccias covering deeply incised older syn-rift units. The depositional profile is still well preserved and displays a northward dipping paleoslope. A drainage divide was then located in the lower third of the studied area, and is nowadays located in the Mavro Oros Valley. Several terraces are stepped until the present day coastline and correspond to the last sedimentary events that record the regional uplift and a major relative sea-level drop. Each of the preserved terraces represented a minor transgressive event within a major tectonically-forced regression. At the rift scale, the northward migration of the depocenter which was already initiated during the Middle Group sedimentation accelerated during the Upper Group.

7. Syn-rift fill cyclicity of the Lower Group

High frequency transgressive-regressive cycles were also recorded during the global transgressive trend of the Lower Group. Several transgressive and regressive trends are vertically stacked with a repetitive pattern as illustrated in the Valimi section (Fig. 12). In this section, the accommodation variation has been tentitatively quantified using the Le Solleuz's numerical approach (Le Solleuz, 2003), in order to deconvolve the eustatic signal from the sedimentary signal.

Three mains information need to be quantified as input: sediment thickness, sand / shale ratio, and depositional water depth (bathymetry). Bathymetry was determined using foreset amplitude of the Gilbert-type fan delta and was considered to 0 m for the fluvial deposits. Cumulated accommodation

indicates long term tectonic trend (Fig. 12). The trend of this curve indicates a relative subsidence rate (Fig. 12). Eustasy was finally quantified by taking away this long term tectonic trend to accommodation (Fig. 12).

A first order trend of 40 in amplitude is recorded by the entire section (ca. 800 m), superimposed by second order cycles of 20 to 30 m in amplitude (Fig. 12). Frequencies of these repetitive cycles can not be discussed because high resolution dating are lacking in this section.

8. Discussion

8.1. Comparison with non-marine rift basins stratigraphy

Numerous non-marine rift basins of different ages and in various geographical settings shared a remarkably similar stratigraphic architecture of their infill (e.g. Lambiase, 1991; Schlische and Olsen, 1990; Prosser, 1993; Gawthorpe and Leeder, 2000). The syn-rift stratigraphic succession shows three main units, from base to top: (1) basin-wide fluvial deposits during the initial stage of the rift opening, then passed upward to (2) deepening-upward lacustrine succession during the Rift Climax, then overlaid by (3) a gradual shallowing-upward lacustrine and fluvial succession as the rift shoulder started to rise. The final stage corresponds to a general uplift of the rift shoulder and its erosion (e.g. Lambiase, 1991).

Even if the geodynamic setting of the Gulf of Corinth is fairly uncommon, the southern margin of the Gulf shares the same overall tripartite stratigraphy as many rift basin which are commonly related to the structural evolution of the rift during extension and crustal thinning (e.g. Lambiase, 1991). First, the Lower Group recorded the initial stage of the rift opening and the progressive flooding from continental to lacustrine environments. Second, the Lower Group to Middle Group transition recorded the deepening-upward lacustrine succession (Aiges Formation). This transition has been already interpreted as a major tectonic event corresponding to a redefinition of the entire structural pattern of the rift (Ori, 1989) and may corresponds to the Rift Initiation to Rift Climax transition identified in many rift systems (e.g. Prosser, 1993; Lambiase and Bosworth, 1995). Sediment supply did not balance the creation of accommodation space. Third, a regional onlap onto the basement in the footwall of the main border fault (amplitude up to 500 m) was documented during the first stage of the northward Gilbert-type fan delta progradation on the study area (Rohais et al., in press a) and also in the eastern part of the Corinth Rift (e.g. Doutsos and Piper, 1990). This feature postdate the erosional retreat of the uplifted rift flanks in the Corinth Rift as in many other rift systems (e.g. Garfunkel, 1988; Bohannon et al., 1989; Omar et al.,

1989; White and McKenzie, 1989; Ziegler, 1994), and thus record an increase of the sediment supply in response to the rift reorganisation (e.g. Stephenson and Lambeck, 1985; Gilchrist and Summerfield, 1990; van Balen et al., 1995; Gawthorpe and Leeder, 2000). The Middle Group may thus corresponds to the third member of the tripartite rift stratigraphy. Then, the Upper Group recorded the final stage corresponding to the rift shoulder uplift.

8.2. *Eustasy: long term versus short term*

Biostratigraphical analysis of the Corinth Rift infill indicate ages ranging from Upper Pliocene to Pleistocene (e.g. Dercourt, 1964; Kontopoulos and Doutsos, 1985, Frydas, 1987, Symeonidis et al., 1987; Rohais et al., in press b). During this period of time, two order of eustatic changes can control the stratigraphic architecture, a long term one (ca. 1 Ma) and a short term one (ca. 0.04 to 0.1 Ma).

During the Upper Pliocene to Pleistocene times, two main maximum flooding surfaces MFS occurred at ca. 1.85 Ma and ca. 1.3 Ma (cycles of 25 m in amplitude) as proposed by Haq et al. (1987) and Berggren et al. (1995). The Gulf of Corinth was sporadically connected to the Mediterranean Sea during its evolution (e.g. Perissotaris et al., 2000; Moretti et al., 2004; Rohais et al., in press b). The straits connecting the Gulf and the Mediterranean Sea were flooded during sea-level rise and the eustatic MFS should then be well recorded in the sedimentation. We may tentitatively propose that the first eustatic MFS at ca. 1.85 Ma corresponds to the first marine evidence recorded in the Lower Group, and the second MFS at ca. 1.3 Ma corresponds to the transition from the Lower Group to the Middle Group. This interpretation is consistent with the age model of the Corinth Rift and suggests that the overall flooding of the rift during the Lower Group and the following overall prograding system during the Middle Group could be correlated to the long term evolution of the Mediterranean Sea level.

Four main sequences have been identified for the Middle Group on the studied area and are organised in an aggrading to aggrading / prograding and pure to forced prograding packages (Fig. 10). This overall trend occurs from around 1.5 to sometime after 0.7 Ma (e.g. Rohais et al., in press b). This overall organisation is consistent with the long term Plio-Pleistocene curve. After the MFS at ca. 1.3, the giant Gilbert-type fan delta correspond to a relative Highstand system, and then evolve toward a relative Falling stage system during and after the sequence boundary at 0.8 Ma (Haq et al., 1987). Nevertheless,

the cycle amplitude (~ 25 m) can not be responsible for the overall bathymetric evolution (increase up to 500 m) and thus must be completed by a tectonic control.

The short term relative sea-level variations of the Mediterranean Sea during the Plio-Pleistocene (e.g. [Shackleton et al., 1990, 1995](#), [Lisiecki and Raymo, 2005](#)) were related to the glacial cycles inducing world-wide eustatic variations. The Plio-Pleistocene sea level curve is based on oxygen isotope records in deep sea deposits. Transfer law is used to convert the oxygen changes in sea-level changes suggesting that low-amplitude sea level changes of up to 50 m, associated to Milankovitch obliquity cycles, have occurred every 41 ky until oxygen isotopic stage 22 (OIS 22 ~ 0.9 Ma) (e.g. [Shackleton and Opdyke, 1973](#)). The amplitude of the cycles then increased of up to at least 120 m every 100 ky until the present day (e.g. [Shackleton and Opdyke, 1973](#); [Pisias and Moore, 1981](#); [Prell, 1982](#); [Ruddiman et al., 1987](#)). This striking change in amplitude and frequency of Plio-Pleistocene sea level curve corresponds to the Mid Pleistocene Revolution (MPR) ([Fig. 11](#)) (e.g. [Maasch and Saltzman, 1990](#); [Berger and Jansen 1994](#); [Mudelsee and Stattegger 1997](#)).

Considering the subsidence rate constant, the accommodation quantification of the Lower Group suggests that a first order, long term eustatic trend of 40 m in amplitude is recorded by the entire section (800 m), superimposed by second order cycles of 20 to 30 m in amplitude ([Fig. 12](#)). The Lower Group is Upper Pliocene to Lower Pleistocene and thus may have recorded low-amplitude Milankovitch obliquity cycles sea level changes of up to 50 m have occurred every 41 ky. Such high frequency low amplitude cycles were well recorded in the fluvio-lacustrine sediments of the Lower Group. Considering this assumption, at least sixteen cycles can be identified ([Fig. 12](#)) suggesting the Valimi section to record at least 0.65 Ma. It implies a maximum subsidence rate around 1.2 m/ky.

While internal geometries of Gilbert-type fan delta indicate 5 to 20 sequences within each main four sequences, Pleistocene sea level curve for this period of time also presents at least 12 transgressive / regressive high frequency cycles ([Fig. 11](#)). Eustasy can be inferred for the fine scale stratigraphic architecture of the Gilbert-type fan delta but seems not to be the only controlling parameter as more sequences are identified on the stratigraphic architecture than on the eustatic sea level curve. Climatic lake level control and sediment supply changes could be inferred for these fine scale architecture.

Gilbert-type fan deltas outcropping to the west of the studied area are dominated by Highstand systems tracks that stack in an aggradational pattern ([Dart et al., 1994](#); [Gawthorpe et al., 1994](#)). This stratigraphic

architecture is also identified on the studied area and suggests that there was no relative fall of sea level. It implies that subsidence rate is at least equal to the sea level fall rate which is close to 1.5 m/ky for the asymmetric 100 ky cycles. Initial water depth is needed to restore the architecture of the Evrostini fan delta ranging from 100 to 300 m (Ulicny et al., 2002). The Evrostini fan delta cliff is close to 600 m high and the Evrostini fan delta sequence 4 is close to 300 m thick (Fig. 6). According to a subsidence rate close to 1.5 m/ky, the sequence 4 thickness suggests that it correspond to ca. 200 ky cycle which is consistent with our age model (four sequences in ca. 0.8 Ma).

8.3. Climate induced sediment supply

The Mid-Pleistocene Revolution was marked by a major change in climatic conditions which was not simply related to a change in insolation but also to a complex interaction between climate and earth surface processes (Ruddiman et al., 1986; Ruddiman and Raymo, 1988). After the MPR, the amplitude of the temperature variations between warm and cold periods also implied major changes in the sediment supply dynamics which should be registered in the stratigraphic architecture of the basins (e.g. Giresse et al., 1998; Helmke et al., 2005; Rabineau et al., 2005). As this major climatic changes occurred approximately at the same time than the Rift Initiation to Rift Climax transition for the Corinth Rift, it may also control sediment supply variations needed for the Gilbert-type fan delta development. Even if tectonic may explain an increase in sediment supply as proved by the onlap onto the flank of the rift, a high sediment supply rate is needed for the restoration of the final stage (sequence 3 and 4) of the Middle Group progradation. The MPR occurred at a period of time consistent with our age model of the Corinth Rift and thus must be the most evident controlling parameter for explaining an increase in sediment supply. We then should have first a steepening of the slope gradient due to a tectonic control as the rift shoulder were uplifted (sequence 1 and 2) and then an increase of the erosion processes in relation to the climatic change (sequence 3 and 4).

After the MPR, an another more subtle climatic change, the Mid Brunhes Event (MBE) (Imbrie et al., 1984; Prell et al., 1986; Williams et al., 1988, Rio et al., 1990) occurred at approximately 0.45 Ma. Glacial / Interglacial cycles are then more well-defined and of slightly larger amplitude than the previous one. This second climatic change was contemporaneous of the regional uplift of the southern coast of the Gulf of Corinth (Fig. 11). Even if an interference between climate and tectonic cannot be proved on our

case study, it is worth to note that the main climate changes are contemporaneous to the main changes in the tectonic regime of the rift. Such coincidences are disconcerting and could illustrate the complex interactions between climate, erosion and tectonics ([Molnar and England, 1990](#)).

9. Conclusion

Sedimentological studies, detailed geological mapping and stratigraphic dating performed in the central part of the southern coast of the Gulf of Corinth, provided for the first time a clear chronostratigraphic scheme of the rift infill. It reveals a tripartite stratigraphy as in many rift basins. The spectacular outcrops made also possible a study of the facies partitioning during transgressive- regressive cycles in a Gilbert-type fan delta setting. The relative roles of the factors controlling the sedimentation could also be discussed as the eustatic and climatic setting are well known for the Upper Pliocene and Pleistocene.

The primary controlling factor is tectonic subsidence which is responsible for the overall stratigraphic architecture of the rift infill. The Rift Initiation with early stage of faulting is recorded by the sedimentation of the Lower Group (Exochi Fm and Valimi Fm). Continental to lacustrine environments passes progressively upward to brackish environments with occasionally marine incursion from before 1.8 Ma to sometime after 1.5 Ma in response to the fault growth. Rift initiation to Rift climax transition was recorded by the sedimentation of the marine and brackish deposits of the Aiges Formation. The rapid increase in accommodation space had a tectonic origin, probably in relation to the formation of large fault systems with highly subsident block systems and the migration of the depocenter within the basin. An active rift stage (Rift Climax) to late rift stage are recorded by the Middle Group (around 1.5 Ma to 0.7 Ma), in which sediment supply was firstly outpaced by subsidence and then caught up with and finally exceeded subsidence. Last rift stage corresponds to the still active uplift of the rift margin beginning between 0.7 and 0.4 Ma. This phase was marked by a major relative sea-level drop with perched terraces stepping down all along the present-day coast-line. At the same time, the proximal part of the fluvial drainage was inverted, the rivers flowing southwards to endoreic basins while the marine and deltaic terraces were deposited.

The second controlling factor is the climate changes which controlled the rate of sediment supply. It is worth to note that the Mid-Pleistocene Revolution was well recorded in the sedimentation. During the Lower Group sedimentation, sedimentary cycles with limited amplitude were vertically stacked in relatively homogeneous pattern. After the MPR, the giant Gilbert-type fan deltas prograded during the

Middle Group progradation. The balance between the sediment supply and the accommodation space also controls the stacking pattern at fourth to fifth order sequence scale during both the Lower Group and the Middle Group deposition.

The third controlling factor is eustasy which is difficult to differentiate from the subsidence at the third order scale. The rift evolution being surprisingly comparable to the main eustatic variations of the Mediterranean Sea. The high frequency eustatic cycles, induced by the variation of earth orbital parameters, are also probably at the origin of the high frequency sequences and fine scale stacking pattern variations during the whole syn-rift fill deposition. Nevertheless, it is almost impossible to infer these high frequency cycles to sea-level or to lake level changes.

The age model for the Corinth Rift infill has not enough resolution to clearly discriminate the relative role of eustasy, tectonic and sediment supply for fine scale stratigraphic architecture of the Lower Group. The next step will be to quantify the evolution of these parameters using a stratigraphic simulation approach. We will specially try to quantify the mass balance between erosion and sedimentation at the scale of the drainage system between the rift shoulder and the basin center. The isotopic cycles and the eustatic curve will first be taken as data to compute estimation of the subsidence and of the sediment supply rates. We will then iteratively invert the parameters in order to obtain the best fit between the simulation and our field observation.

Acknowledgements

We wish to thank M. Ford and I. Moretti for their help and constructive remarks.

References

- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean; timing and kinematics. *Geology* 27 (3), 267-270.
- van Balen, R.T., van der Beek, P.A., Cloetingh, S., 1995. The effect of rift shoulder erosion on stratal patterns at passive margins: implications for sequence stratigraphy. *Earth Planet Sci Lett* 134, 527-544.
- Berger, W. H., Jansen, E., 1994. Mid-Pleistocene climate shift: the Nansen connection. In: Johannessen *et al.* (eds). The polar oceans and their role in shaping the global environment. AGU Geophysical Monograph 85, 295-311.
- Berggren, W. A., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Kent, D. V., Obradovich, J. D., Raffi, I., Raymo, M. E., Shackleton, N.J., 1995. Late Neogene chronology: new perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geological Society of America bulletin* 107, 1272-1287.
- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Daavison, M., Jackson, J., Ambraseys, N., 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from 1900 to 1988. *Nature* 350, 124-129.
- Bohannon, R.G., Naeser, C.W., Schmidt, D.L., Zimmerman, R.A., 1989. The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea: A case for passive rifting ? *J. Geophys. Res.* 94, 1683-1701.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Amsterdam, Elsevier, 166 pp.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J., Papazissi, K., Mistakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., Deschamps A., 2000. Active deformation, of the gulf of Korinthos, Greece: results from repeated GPS surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.* 105 (11), 25605-25625.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H.G., Muller, M.V., Briole, P., 1998. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophys. J. Int.* 135, 195-214.
- Colella, A., De Boer, P.L., Nio, S.D., 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type Fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentology*, 34, 721-736.
- Collier, R.E.Ll., 1988. Sedimentary facies evolution in continental fault-bounded basins formed by crustal extension: the Corinth Basin, Greece. PhD thesis, University of Leeds.
- Collier, R.E.Ll., Leeder, M.R., Rowe, P.J., Atkinson, T.C., 1992. Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. *Tectonics* 11, 1159-1167.
- Combourieu Nebout, N., Londeix, L., Baudin, F., Turon, J.L., von Grafenstein, R. and Zahn, R., 1999. Quaternary marine and continental paleoenvironments in the western mediterranean (site 976, Alboran sea): Palynological evidence. In : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Zahn, Comas and Klaus (Eds), 191, 457-468.
- Contreras, J., Scholz, C.H., King, G.C.P., 1997. A general model of rift basin evolution: constraints of first order stratigraphic observations. *J. Geophys. Res.* 102, 7673-7690.
- Cross, T.A., 1991. High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. In: Dolson, J. (Eds.), *Unconformity related hydrocarbon exploration and accumulation in clastic and carbonate settings*. Short Course Notes, Rocky Mountain Association of Geologists, pp. 28-41.
- Danatsas, I., 1989. Die känozoischen Ostrakoden des NW- und N-Peloponnes und ihre stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Bedeutung. Inaug. Diss. Münster, 171.
- Danatsas, I., 1994. Zur Entwicklung der miozänen-altpleistozänen Ostrakoden-Fauna des Korinth-Beckens, Griechenland. Münster. *Forsch. Geol. Paläont.* 76, 191-200.
- Dart, C.J., Collier, R.E.Ll., Gawthorpe, R.L., Keller, J.V.A., Nichols, G., 1994. Sequence stratigraphy of (?) Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Mar. Petrol. Geol.* 11, 545-560.
- Davies, R., England, P., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., 1997. Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.* 102 (B11), 24571-24588.
- Davies, S.J., Dawers, N.H., McLeod, A., Underhill, J.R., 2000. The structural and sedimentological evolution of early synrift successions: the Middle Jurassic Tarbert Formation, North Sea. *Basin Res.*, 12, 343-365.
- Dercourt, J., 1964. Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional. PhD thesis, University of Paris.

- Dewey, J. F., Sengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, 84-92.
- Doutsos, T., Kokkalas, S., 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. *J. Struct. Geol.* 23, 455-472.
- Doutsos, T., Koukouvelas, I., Poulimenos, G., Kokkalas, S., Xypolias, P., and Skourlis, K., 2000. An exhumation model of the south Peloponnesus, Greece. *International Journal of Earth Sciences* 89, 350-365, doi:10.1007/s005310000087.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N., Poulimenos, G., 1988. The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Res.* 1, 177-190.
- Doutsos, T., Piper, D.J.W., 1990. Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 812-829.
- Doutsos, T., Poulimenos, G., 1992. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *J. Struct. Geol.* 14 (6), 689-699.
- Dufaure, J.J., 1975. Le relief du Péloponnèse. PhD thesis, University of Paris IV, 1422.
- Ford, M., Williams, E.A., Malartre, F., POPESCU, S.P., (in press). Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: Paola C., Nichols G.J., Williams E.A. (Eds.). I.A.S., Special Publication.
- Frydas, D., 1987. Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen von NW-Peloponnes. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.* 5, 274-286.
- Frydas, D., 1989. Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW- und W-Peloponnes, Griechenland. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.* 6, 321-344.
- Fytikas, M. D., Kolios, N. P., 1979. Preliminary heatflow map of Greece, in *Terrestrial Heatflow in Europe*. In: V. Cermak, V., Rybach, L. (Eds.), Springer-Verlag, New York, 197-205.
- Garfunkel, Z., 1988. Relation between continental rifting and uplifting: evidence from the Suez rift and northern Red Sea. *Tectonophysics* 150, 33-49.
- Gawthorpe, R.L., Colella, A., 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. In: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-grained deltas*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., vol. 10, pp. 113-127.
- Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J., Collier, R.E.L., 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implication for the interpretation of ancient basin-fills. *Mar. Petrol. Geol.* 11 (6), 642-658.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.* 12, 195-218.
- Gawthorpe, R. L., Sharp, I., Underhill, J.R., Gupta, S., 1997. Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology* 25 (9), 795-798.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *J. Struct. Geol.* 23, 489-506.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature* 346, 739-742.
- Giresse, P., Gadel, F., Serve, L., Barusseau, J.P., 1998. Indicators of climate and sediment-source variations at site 959: implications for the reconstruction of paleoenvironments in the Gulf of Guinea through Pleistocene times. In: Mascle, J., Lohmann, G.P., Moullade, M. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Res.*, vol. 159, pp. 585-603.
- Gupta, S., Underhill, J. R., Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., 1999. Role of fault interaction in controlling syn-rift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Res.* 11, 167-189.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago present), *Science* 235, 1156-1167.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121-1132.
- Helmke, J.P., Henning, A.B., Röhl, U., Mazaud, A., 2005. Changes in sedimentation patterns of the Nordic seas region across the mid-Pleistocene. *Marine Geology* 215, 107-122.
- Howell, J.A., Flint, S.S., 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins. *High Resolution Sequence Stratigraphy - Innovations and Applications*. Geological Society Spec. Publ. 104, 129-137.
- Horvath, F., Berckhemer, H., 1982. Mediterranean back-arc basins, In: Berckhemer, H., Hsü, K.J. (Eds.), *Alpine-Mediterranean geodynamics*, *Geodynamics Research*, vol. 7, pp. 609-620.

- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, In: Berger, A., Milankovitch and Climate, Part 1, Springer, New York, 269-305.
- Jackson, J. A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G.C.P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., Virieux, J., 1982. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 377-397.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.W., VanWagoner, J.C. (Eds.), *Sea level changes: an integrated approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, vol. 42, pp. 47-69.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 95-104.
- Katagas, C., *et al.*, 1993. Geological map of Greece, 1:50000, Dherveni Sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration.
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25-31.
- Keraudren, B., Sorel, D., 1987. The terraces of Corinth (Greece): a detailed record of eustatic sea level variations during the last 500 000 years. *Marine Geology* 77 (1-2), 99-107.
- Kershaw, S., Li Guo, L., Braga, J.C., 2005. A Holocene coral-algal reef at Mavra Litharia, Gulf of Corinth, Greece: structure, history, and applications in relative sea-level change. *Marine Geology* 215 (3-4), 171-192.
- Kontopoulos, N., Doutsos, T., 1985. Sedimentology and tectonics of the Antirion area (Western Greece). *Bull. Geol. Soc. Italia* 104, 479-489.
- Koukouvelas, I. K., Asimakopoulos, M., Doutsos, T., 1999. Fractal characteristics of active normal faults: an example of the eastern Gulf of Corinth, Greece. *Tectonophysics* 308 (1-2), 263-274.
- Lambiase, J.J., Bosworth, W., 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: Lambiase, J.J. (Eds.), *Hydrocarbon habitat in rift basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., vol. 80, pp. 117-144.
- Lambiase, J.J., 1991. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: Katz, B.J. (Eds.), *Lacustrine basin exploration: case studies and modern analogs*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol. 50, pp. 265-286.
- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Brooks, J., Glennie, K. (Eds.), *Petroleum Geology of North West Europe*, Graham and Trotman, London, pp 139-152.
- Le Pourhiet, L., Burov, E.B., Moretti, I., 2004. Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (study case in the Gulf of Corinth), *Tectonics* 23, TC4005.
- Le Solleuz, A., 2003. Modélisation thermo-mécanique et stratigraphique de la genèse et de l'évolution d'un bassin sédimentaire intraplaque: le Bassin de Paris. PhD thesis, University of Paris VI.
- Lisiecki, L. E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52, 279-297.
- Maasch, K.A., Saltzman, B., 1990. A low-order dynamical model of global climatic variability over the full Pleistocene. *J. Geophys. Res.* 95, 1955-1963.
- Malartre, F., Ford, M., Williams, E.A., 2004. Preliminary biostratigraphy and 3D lithostratigraphy of the Vouraikos Gilbert-type fan delta. Implications for the evolution of the Gulf of Corinth, Greece. *C. R. Geoscience* 336, 269-280.
- Makris, J., 1975. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *J. Geophys.* 41 (4), 441-443.
- Makris, J., 1977. Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamb. Geophys. Einzelschriften*, Hamburg., 34, 124.
- Miall, A.D., 1977. A review of braided river depositional environments. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D.J. Swift, D.J.P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, Wiley, New York, pp 197-218.

- Milankovitch, M.M., 1949. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Sciences, Spec. pub. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, 33, Belgrade, pp.633 (Canon of Insolation and the Ice Age Problem, English translation by Israel Program for Scientific Translation and published for the U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington D.C., 1969).
- Muntzos, T., 1992. Palyno- und Paläoklima-Stratigraphie der pliozänen und altpleistozänen Sedimente der nördlichen und nordwestlichen Peloponnes (Hellas). Newsletters on Stratigraphy 27 (1-2), 71-91.
- McMurray, L.S., Gawthorpe, R.L., 2000. Along-strike variability of forced regressive deposits: late Quaternary, northern Peloponnesos, Greece. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), *Sedimentary Responses to Forced Regressions*, Geological Society (London) Special Publications, vol. 172, pp 363-377.
- McNeill, L.C., Collier, R.E.L., 2004. Footwall uplift rates of the Eastern Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *J. Geol. Soc. Lond.* 161, 81-92.
- Micarelli, L., Moretti, I., Daniel, J.M., 2003. Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth - Greece. *Journal of Geodynamics* 36, 275-303.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or eggs? *Nature* 346, 29-34.
- Moretti, I., Lykousis, V., Sakellariou, D., Reynaud, J.Y., Benziane, B., Prinzhofer, A., 2004. Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth: what we learn from the *Marion Dufresne's* long-piston coring, *C. R. Geoscience* 336, 291-299.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: a half graben? *Journal of Geodynamics* 36, 323-340.
- Mudelsee, M., Stattegger, K., 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advance methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau* 86, 499-511.
- Muto, T., Steel, R.J., 1997. Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *J. Sediment. Res.* 67 (6), 994-1000.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: EH Koster, RJ Steel (eds) *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Memoir 10, pp. 1-31.
- Omar, G.I., Steckler, M.S., Buck, W.R., Kohn, B.P., 1989. Fission track analysis of basement apatites at the western margin on the Gulf of Suez rift, Egypt: Evidence for synchronicity of uplift and subsidence. *Earth Plant. Sci. Lett.* 94, 316-328.
- Ori, G. G., 1989. Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology* 17, 918-921.
- Ori, G.G., Roveri, M., Nichols, G., 1991. Architectural patterns in large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece. In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, SEPM, Concept in Sedimentology and Paleontology, pp 207-216.
- Paepe, R. 1986. Landscape changes in Greece as a result of changing climate during the Quaternary. In : *Desertification in Europe*, Fantechi and Margaritis (Eds), 49-58.
- Papavassiliou, C., et al., 1989. Geological map of Greece, 1:50000, Xilokastron Sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean area. *J. Geophys. Res.* 76, 8517-8533.
- Perissoratis, C., Piper, D.J.W., Lykousis, V., 2000. Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. *Mar. Geol.* 167, 391-411.
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P., Hiscott, R.N., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.* 23, 75-174.
- Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Fontugne, M., Arnold, M., 2004. Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). *Marine Geology* 212 (1-4), 35-44.
- Posamentier, H. W., Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.W., VanWagoner, J.C., *Sea level changes: an integrated approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, vol. 42., pp. 125-154.

- Posamentier, H. W., Jervey, M.T., Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I- conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.W., VanWagoner, J.C., Sea level changes: an integrated approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, vol. 42., pp. 109-124.
- Poulimenos, G., Zelilidis, A., Kontopoulos, N., Doutsos, T., 1993. Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift, Greece. *Basins Res.* 5, 179-192.
- Prell, W.L., 1982. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. In: Prell, W.L., Gardner, J.V. et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, U.S. Govt Printing Office, Washington DC, vol. 68, pp. 455-464.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J., Streeter, H.F., 1986. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: Application to the Late Quaternary, *Paleoceanography* 1, 137-162.
- Prior, D.B., Bornhold, B.D., 1988. Submarine morphology and processes of fyord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbian. In: W Nemec, RJ Steel (eds) *Fan Deltas: Sedimentology and tectonic settings*. Blackie, London, pp. 125-143.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.D., Dobbs, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 71, 35-66.
- Pisias, N.G., Moore, T.C., 1981. The evolution of Pleistocene climate: a time series approach. *Earth Planet* 52, 450-458.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequence in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22, 775-804.
- Rigo, A., Lyon Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makioupoulos, K., Papadimitriou, P., Kassaras, I., 1996. A microseismic study of the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for the large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.* 126, 663-688.
- Rio, D., Sprovieri, R., Thunnell, R., Vergnaud Grazzini, C., Glaçon, G., 1990. Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the western Mediterranean: A synthesis of ODP site 653 results. In: Kastens, K.A., Mascle, J., et al., *Proc. ODP, Sci. Res.*, vol. 107, pp. 695-704.
- Roberts, G. P., Gawthorpe, R. L., Stewart, I. 1993. Surface faulting within active normal fault-zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie* N. F. suppl. -Bd. 94, 303-328.
- Roberts, G. P., 1996. Non-characteristic normal faulting surface ruptures from the gulf of Corinth Greece. *J. Geophys. Res.* 101 (25), 255-267.
- Roberts, G. P., Koukouvelas, I., 1996. Structural and seismological segmentation of the gulf of Corinth fault system: implication for models of fault growth. *Annali di geofisica* XXXIX (3), 619-646.
- Rohais, S., Joannin, S., Colin, J.P., Suc, J.P., Guillocheau, F. Eschard, R.. Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece). *Bull. Soc. Geol. France* (in press b).
- Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., Guillocheau, F., Moretti, I., 2006. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene Infill of the Corinth rift: implications for its structural evolution. *Tectonophysics* (in press a).
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., McIntyre, A., 1986. Matuyama 41 000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet* 80, 117-129.
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., Raymo, M.E., 1987. Paleoenvironmental results from North Atlantic sites 607 and 609. In: Ruddiman, W., Kidd, R. et al., *Init. Repts. DESDP* 94, Washington, U.S. Govt. Printing Office, pp. 855-878.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., 1988. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections. *Philos. Trans. R. Soc. London* 318, 411-430.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J., 1989. Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 4, 353-412.
- Rust, B.R., 1978. Depositional models for braided alluvium. In: AD Miall (eds) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, pp. 605-625.
- Sauvage, J., 1975. Le Plio-Pléistocène de Grèce: Stratigraphie et climatologie. *C.R. Acad. Sc. Paris* 281, Série D, 371-374.

- Sauvage, J., Dufaure, J.J., 1976. Sur une flore pré-tiglienne dans la série marno-conglomératique corinthienne (Péloponnèse, Grèce). C.R. Acad. Sc. Paris 282, Série D, 687-690.
- Sauvage, J., 1977. L'apport de la Palynologie dans la connaissance du Plio-Pléistocène de la région de Corinthe (Grèce): le problème des limites et des corrélations stratigraphiques. C. R. Acad. Sc. Paris 285, série D, 279-282.
- Schlager, W., 1993. Accommodation and supply: a dual control on stratigraphic sequences. *Sediment Geol.* 86, 111-136.
- Schlische, R.W., Olsen, P.E., 1990. Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to early Mesozoic rifts of eastern North America. *Journal of Geology* 98, 135-155.
- Schlische, R.W., 1991. Half-graben filling models: New constraints on continental extensional basin development. *Basin Res.* 3, 123-141.
- Schröder, B., 1975. Bemerkungen zu marinen Terrassen des Quaternars im NE-Peloponnes, Griechenland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 148-161.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quat. Res.* 3, 39-55.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J., Pisias, N.G., 1988. The evolution of oceanic oxygen isotope variability in the North Atlantic over the past 3 million years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* 318, 679-686.
- Shackleton, N. J., Berger, A., Peltier, W.R., 1990. An alternate astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 81, 251-261.
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N.G., Schneider, D.A., 1995. A new late Neogene time scale: Application to Leg 138 sites, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 138, 73-101.
- Sloss, L.L., 1962. Stratigraphic models in exploration. *Journal of Sedimentary Petrology* 32, 415-422.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still active detachment fault and the origin of Corinth Patras Rift, Greece. *Geology* 28, 83-86.
- Stephenson, R., Lambeck, K., 1985. Erosion-isostatic rebound models for uplift: an application to south-eastern Australia. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 82, 31-55.
- Stiros, S.C., Pirazzoli, P., 1998. Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece: tectonics earthquake, archaeology. *Guidebook for the Gulf of Corinth Field Trip*, 14-16 September 1998. Patras University, Greece, Patras.
- Symeonidis, N., Theodorou, G., Schutt, H., Velitzelos, E., 1987. Paleontological and stratigraphic observations in the area of Achaia and Etoloakarnania W-Greece. *Ann. Geol. Pays Hell., Athens*, 38, 317-353.
- Tiberi, C., Lyon-Caen, H., Hatzfeld, D., Achauer, U., Karagianni, E., Louvari, E., Panagiotopoulos, D., Kassaras, I., Kaviris, G., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., 2000. Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth Rift (Greece) from a teleseismic tomography study. *J. Geophys. Res.* 105, 28159-28172.
- Tiberi, C., Diamant, M., Lyon-Caen, H., King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.* 145, 797-808.
- Tselentis, G.A., Makropoulos, K., 1986. Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity. *Tectonophysics* 24, 55-61.
- Ulicny, D., Nichols, G., Waltham, D., 2002. Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models. *Basin Res.* 14, 347-360.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmer, J.M., Thompson, S. III, Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26, 49-212.
- Vita-Finzi, C., 1993. Evaluating late quaternary uplift in Greece and Cyprus. In: Prichard, H.M., et al. (Eds.), *Magmatic Processes and plate tectonics*, Geological Society (London) Special Publication vol. 76, pp. 417-424.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, Jr.R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Methods in exploration Series* 7, 55.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22, 108-125.
- Westaway, R., 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics* 348, 269-318.

- White, R.S., McKenzie, D.P., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94, 7685-7729.
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D., Raffi, I., 1988. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0 – 1.88 m. y. B. P.. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 64, 221-240.
- Xypolias, P., Koukouvelas, I.K., 2001. Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenids, Greece). *Tectonophysics* 338, 59-77.
- Young, M.J., Gawthorpe, R.L., Sharp, I.R., 2002. Architecture and evolution of syn-rift clastic depositional systems towards the tip of a major fault segment, Suez, Egypt. *Basin Res.* 14, 1-23.
- Zelilidis, A., Kontopoulos, N., 1996. Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Meso-hellenic trough, Central Greece. *Sedimentology* 43, 253-262.
- Zelilidis, A., 2003. The geometry of fan-deltas and related turbidites in narrow linear basin. *Geol. J.* 37, 1-16.
- Ziegler, P.A., 1994. Geodynamic processes governing development of rifted basins. In: Roure, F., et al. (Eds.), *Proc. Symposium Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins*, Technip, Paris.

Fig. 1.

Geological map showing the distribution of the fault pattern and of the main lithostratigraphic units and N-S cross-section of the central part of the southern coast of the Gulf of Corinth (simplified from [Rohais et al., in press a](#)).

Table 1

Main characteristics of the sedimentary facies and their interpretation in terms of depositional process.

Fig. 2.

Outcrop photographs showing various sedimentological facies of the Lower Group. (A) Block of conglomerate embedded in matrix supported conglomerate deposited by subaerial debris flow of the facies G1. (B) Poorly organized clast supported conglomerate of the facies G2 in an alluvial fan setting. (C) Fluvio-Lacustrine Plain (FLP) with large braided conglomeratic channels. (D) Detailed view of the cross-stratified channelised conglomerate in a braided channel (facies G4). (E) Alternation of silty mudstones of a Fluvio-Lacustrine Plain (FLP) and sandy Fluvio-Lacustrine Delta (FLD) deposits. (F) Detailed view of the cross-stratified gently dipping sandstone (facies S2) in a mouth bar. (G) Alternation of Fluvio-Lacustrine Delta (FLD, Gilbert-type) and Pro-Delta to Lacustrine (PL) deposits. (H) Pisolithic limestone (facies L2) of Bioclastic Shore (BS).

Fig. 3.

Outcrop photographs showing various sedimentological facies of the Middle Group. (A) facies G3 and G4 of giant Gilbert-type Delta Topset facies association (GDT). (B) facies G5 and G6 of giant Gilbert-type Delta Foreset facies association (GDF). (C) Detailed view of steeply dipping well-bedded conglomerate (G6). (D) Alternation of giant Gilbert-type Delta conglomeratic Bottomset (GDB) with Basin and Turbidite (BT) facies associations with deeply incised channel geometry. (E) Detailed view of giant Gilbert-type Delta Bottomset (GDB) facies association. (F) Chaotic deposit of facies G9. (G) Detailed view of turbiditic deposits from Basin and Turbidite (BT) facies associations. (H) Thin section of algae limestone L1.

Table 2

Facies association and their relationship along the depositional profile, and interpretation of main depositional processes.

Fig. 4.

Schematic 3D depositional model for the Lower Group. (A) Section of Alluvial Fan (AF) facies association. (B) Section of Fluvio-Lacustrine Plain (FLP). (C) Section of Fluvio-Lacustrine Delta (FLD) facies association with Gilbert-type characteristics. (D) Section of Fluvio-Lacustrine Delta (FLD) facies association with Hjulström-type characteristics. (E) Section of Fluvio-Lacustrine Plain (FLP) facies association with large braided river (up to 2 km wide). Location on [Figure 1](#).

Fig. 5.

Schematic 3D depositional model for the Middle Group. (A) Section of giant Gilbert-type Delta Topset facies association (GDT). (B) Section of giant Gilbert-type Delta Foreset facies association (GDF). (C) Section of giant Gilbert-type Delta Bottomset (GDB) to Basin and Turbidite (BT) facies associations. Location on [Figure 1](#).

Fig. 6.

Panorama and interpretation of the Evrostini giant Gilbert-type fan delta. The depositional system facies transitions of the Middle Group is shown on this panorama, the GDT facies association to the left passing laterally to GDF, GDB and BT facies association to the right. The two last sequences (3 and 4) of the northward progradation of the Middle Group are shown. Sequence 4 stratal pattern first shows an aggradational trend followed by a progradational to pure progradational trend. The terraces made of red screes of the upper group unconformably overlay the foresets to bottomsets of the Evrostini fan delta, illustrating the major relative sea-level drop which occurred at the end of the Middle Group. The cliff is about 600 m high. Location on [Figure 1](#).

Fig. 7.

Panorama and interpretation of the Evrostini Gilbert-type fan delta topsets. GDT, GDF, GDB and BT refer to facies association along the depositional profile. Toplap surfaces (3 and 4) and composite tolap-downlap surfaces (1) are shown. Toplap surfaces are associated with by-pass facies (G4, S1), composite tolap-downlap surfaces are associated with the same by-pass facies overlaid by transgressive marine facies (L1). Location on [Figure 1](#).

Fig. 8.

Panorama and interpretation of a detailed view from the Ilias Gilbert-type fan delta (below the Evrostini fan delta) at the foreset – bottomset transition. Downlap surfaces (e.g. 4), composite downlap-toplap surfaces (e.g. 11, 12) and onlap surfaces (e.g. 3, 7) are shown on the interpretation. Onlap surfaces were associated with thick fine-grained sandy turbiditic systems. Downlap to downlap-toplap surfaces were associated with aggradational and progradational foresets. During the progradation, bottomsets were formed of conglomeratic debris flow and thin sandy turbidites. also occurred during those periods of time and migrated more than 2 km basinward compared to the onlap configuration. Location on [Figure 1](#).

Fig. 9.

Schematic illustration of the Gilbert-type stratigraphic architecture and facies relation with regard to the accommodation to sediment supply rate ratio, based on Ilias and Evrostini fan deltas. Three main depositional systems can be identified at the giant Gilbert-type fan delta scale: A. Prograding-aggrading system, B. Pure prograding system and C. Retrograding system. Six main depositional systems are illustrated. Note that the fine-grained turbidites mostly accumulated during the transgressive event on top of the Ilias fan delta. See text for detailed explanation.

Fig. 10.

Restored north-south section of the Corinth margin and illustration of the stratigraphic architecture with three stratigraphic sections of the Middle Group (Killini, Mavro and Evrostini fan deltas). Number refers to the sequence nomenclature.

Fig. 11.

Chronostratigraphic scheme for the central part of the southern coast of the Gulf of Corinth in relation to its structural evolution and to the Plio-Pleistocene sea level curves and the main climatic changes. MPR: Mid-Pleistocene Revolution. MBE: Mid-Brunhes Event. Number refers to the sequence nomenclature of the Middle Group. Oxygen isotope stratigraphy after [Shackleton et al. \(1990, 1995\)](#). Third order sequences and eustasy after [Haq et al. \(1987\)](#). Paleoclimates, C: Cold, T: Temperate and W: Wet after [Paepe \(1986\)](#) and grey horizons for cold period after [Combourieu-Nebout et al. \(1999\)](#).

Fig. 12.

Section of the Lower Group (Valimi valley) and environmental evolution providing an estimation of the accommodation space evolution through time. Accommodation has been quantified using the Le Solleuz's numerical code ([Le Solleuz, 2003](#)). "Tectonic" corresponds to long term tectonic trend. "Eustasy" corresponds to relative "sea level" and may include short term tectonic trends. Facies and keys in [Table 2](#). See text for detailed explanation. Location on [Figure 1](#).

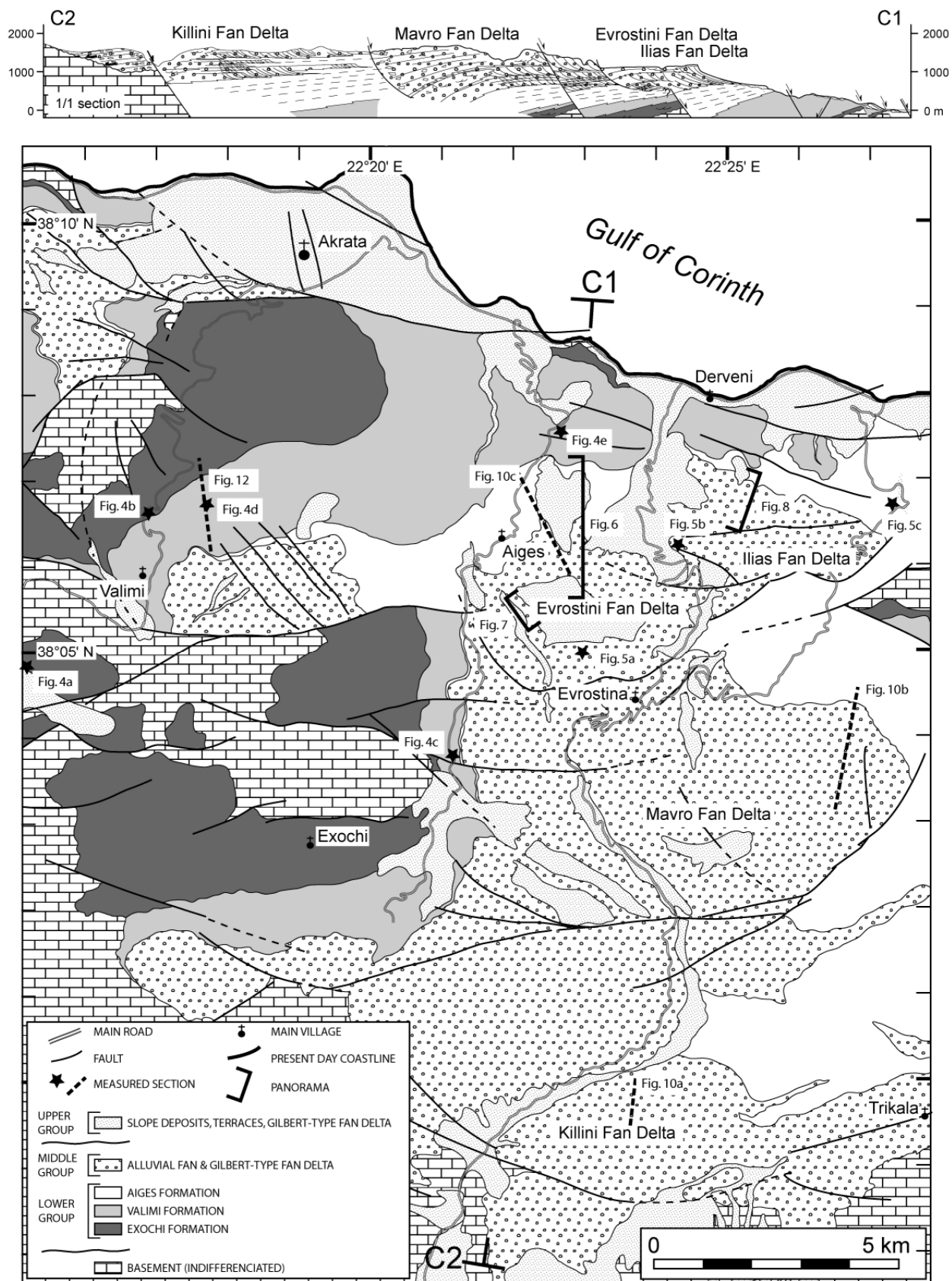


Figure 1

Table 1

Facies	Description	Bed geometry	Interpretation
G1: angular poorly sorted conglomerate	poorly sorted pebble-boulder conglomerate, clast-supported, subangular clast and boulder (> 1m in diameter), commonly structureless, massive to partly crudely stratified	thick beds (up to 10 m), sheet-like geometry	turbulent subaerial debris-flow in a steep topographic gradient
G2: massive to tabular unchannelised conglomerate	massive to tabular pebble-boulder conglomerate, clast-supported, pebbles often imbricated, rare oblique cross-bedding	thick beds (up to 10 m), amalgamated in very thick units, sheet-like geometry	sheetflood deposit and bedload sedimentation in a steep topographic gradient
G3: massive channelised conglomerate	very poorly sorted pebble-boulder conglomerates, clast-supported, occasional tabular cross-bedding, incised in finer sediments	form thick channelized units (1 to 10 m), laterally continuous	bed-load transport mechanism in the fluvial channels high-energy fluvial systems, permanent water supply
G4: cross-stratified channelised conglomerate	cross-stratified pebble-cobble conglomerates, clast-supported, ungraded or rarely normal grading, erosive basal surface, clast imbrication	medium to thick beds (0.5 to 5 m)	bed-load transport mechanism, high-energy systems
G5: steeply dipping massive conglomerate	crudely stratified pebble-cobble conglomerate, clast- to matrix-supported, clast oriented parallel to stratification, erosive lower boundary	steeply dipping (25-35°), thick and massive bedded (up to 10 m)	debris-flow, gravity processes (foreset)
G6: steeply dipping well-bedded conglomerate (heterolithic)	well-bedded pebble-cobble conglomerate, clast- to matrix-supported, occasionally openworked framework, inverse-to-normal, inverse grading or normal grading	steeply dipping tabular-bedded (25-35°), channelized erosional bases (lenses x 100 m)	debris-flow and/or high density turbidity currents gravity processes (foreset)
G7: massive conglomerate lenses (x 100 m)	massive cobble-pebble conglomerate, clast-supported, inverse-to-normal and inverse grading, larger clasts floating at the top of beds, erosive lower and upper boundaries	medium to thick tabular bedded (0.2 to 2 m), grades basinward to finer deposits	debris-flow, gravity processes
G8: cross-stratified conglomerate lenses (x 100 m)	cross-stratified pebble-cobble conglomerates, clast-supported, ungraded or rarely inverse-to-normal and inverse grading, erosive lower and upper boundaries, clast imbrication	medium to thick lenses bedded (0.2 to 2 m)	bed-load traction carpet of high-energy gravity deposits
G9: chaotic deposit	chaotic deposits of folded and brecciated blocks of sediment	medium to very thick bedded (1 to 10 m), restricted lateral continuity (x 10 m)	slumps and slides
G10: muddy matrix-rich conglomerate	clast- to matrix-supported mud-clast conglomerate, abundant intraclasts, erosive lower and uneven upper boundaries	thin to medium thick bedded (0.1 to 1 m), restricted lateral continuity (lenses x 10 m)	cohesive debris-flow, lag
S1: cross-stratified channelised gravely sandstone (heterolithic)	poorly sorted sand and granule, trough-cross and tabular bedding	form thick channelized units (0.5 to 5 m), laterally continuous, incised in the finer sediments	bed-load transport mechanism, shallow broad fluvial channels, braided-river channels
S2: cross-stratified gently dipping gravely sandstone (heterolithic)	sand and granule with thin interbedded pebble conglomerate, composed-oblique lamination (0.1-0.5 m sets), trough cross-bedding, multiple erosive lower boundaries deepening basinward	gently dipping (5-15°), grades basinward to clayey deposits	bed-load transport mechanism, distal mouth-bar, fluvial dominated delta front, scour-and-fill
S3: alternation of graded gravely sandstone (heterolithic)	graded pebbly sandstone, inverse-to-normal and normal grading, sole marks (groove)	thin to thick bedded (0.05 to 2 m), sheet geometry, amalgamation very common	surging high density turbidity currents, freezing of a traction carpet

Facies	Description	Bed geometry	Interpretation
S4: alternation of graded sandstone (heterolithic)	alternation of bicoloured muddy-clayey deposits and fine- to coarse-grained sandstone, inverse-to-normal and normal grading, occasional sharp boundary between sandy base and muddy upper part, horizontal and ripple lamination, soft sediment deformation below erosive lower boundary, scattered granules, mud clasts, coal debris and/or shell debris in places	medium to thick bedded (0.01 to 2 m), sheet geometry (amalgamation), grades basinward to fine grained deposits	rapid deposition from surging high density current, freezing of a traction carpet, by-pass previously to suspension settling turbidity currents (bottom set)
S5: dipping laminated sandstone	laminated fine- to medium-grained sandstone, low-angle cross bedding, current and wave-ripples, hummocky and shallaw cross-bedding, bioturbation	steeply (10-30°) dipping well bedded (0.1 to 1 m)	rapid deposition from surging high density turbidity currents, wave-action and/or littoral drift reworking
S6: well-bedded sandstone with floating pebble (heterolithic)	claystone-sandstone, normal grading, floating pebble within and at the top of beds	thin to thick parallel-bedded (0.01 to 1 m)	cohesive debris-flow and/or surging high density turbidity currents (bottom set)
F1: laminated muddy sandstone (heterolithic)	thin to thick parallel-bedded claystone-sandstone multiple couplets (mudstone prevailing), normal grading developed above erosive lower boundary	thin to thick parallel-bedded (0.01 to 0.1 m)	traction to suspension currents from low-concentration turbidity currents
F2: undulated muddy siltstone (heterolithic)	cross- to parallel-laminated silty-clayey deposits, ripple-marks and sole marks, erosive upper and lower boundaries	variably bedded (0.01 to 0.5 m), amalgamation and/or pinch-out, high amplitude undulation bedding (5-30m)	weak to low-concentration traction currents from diluted turbidity currents
F3: well-bedded to massive mudstone (heterolithic)	thick homogeneous mudstone-claystone thinly interbedded with claystones, siltstones and sandstones, planar to low-angle laminations, ripple-marks, pedogenetic alteration (rootlets), plant debris and lignite fragments	massive to thin parallel-bedded (0.01 to 5 m)	suspension settling on floodplain, fluvial levee, mouth-bar to subaqueous overbank deposits (decantation/traction) or interdistributary channels to interfluvial
F4: massive muddy siltstone	massive to planar-laminated micritic claystone-siltstone (white), rarely bioturbated	thin to thick parallel-bedded (0.1 to 1 m)	dilute uniform suspension or rapid deposition due to ponding of fine-grained turbidity currents
F5: varved claystone	claystone-siltstone contains plant debris and/or freshwater fauna	thinly parallel-bedded (varves) (0.01 to 0.05)	lake floor suspension deposits
F6: well-bedded bioturbated mudstone	mudstone-siltstone contains plant debris and/or freshwater to brackish fauna, bioturbation, thin to thick lignite accumulation, well-preserved plant, wood bark, sulphur or gypsum, layered pedogenic features	thin parallel-bedded (0.01 to 0.2 m)	backswamp to lagoonal deposit, lake floor suspension deposits, or rapid deposition due to flood overflow
F7: reddish claystone	burrowed and rooted reddish mudstone-claystone, pedogenic horizon, humic accumulation (lignite), carbonate concretion		soil
L1: algae limestone	massive to diffuse-laminated grainstone, shell debris, red algae, green algae, blue algae	thin to thick bedded or lenses	back barrier, bay, marine environment
L2: pisolithic limestone	pisolithic limestone, shell debris, marine to brackish fauna	thin to thick bedded or lenses	brackish, bay to restricted marine environment
L3: calcarenitic limestone	calcarenitic limestone, corals, marine fauna, plant debris	thin to thick bedded or lenses	bay to open marine environment
L4: laminated limestone	diffuse- to planar-laminated limestone contains plant debris and/or freshwater to brackish fauna	thin parallel-bedded (0.01 to 0.1 m), laterally continuous	lake to backswamp suspension deposits

Table 1 (suite)

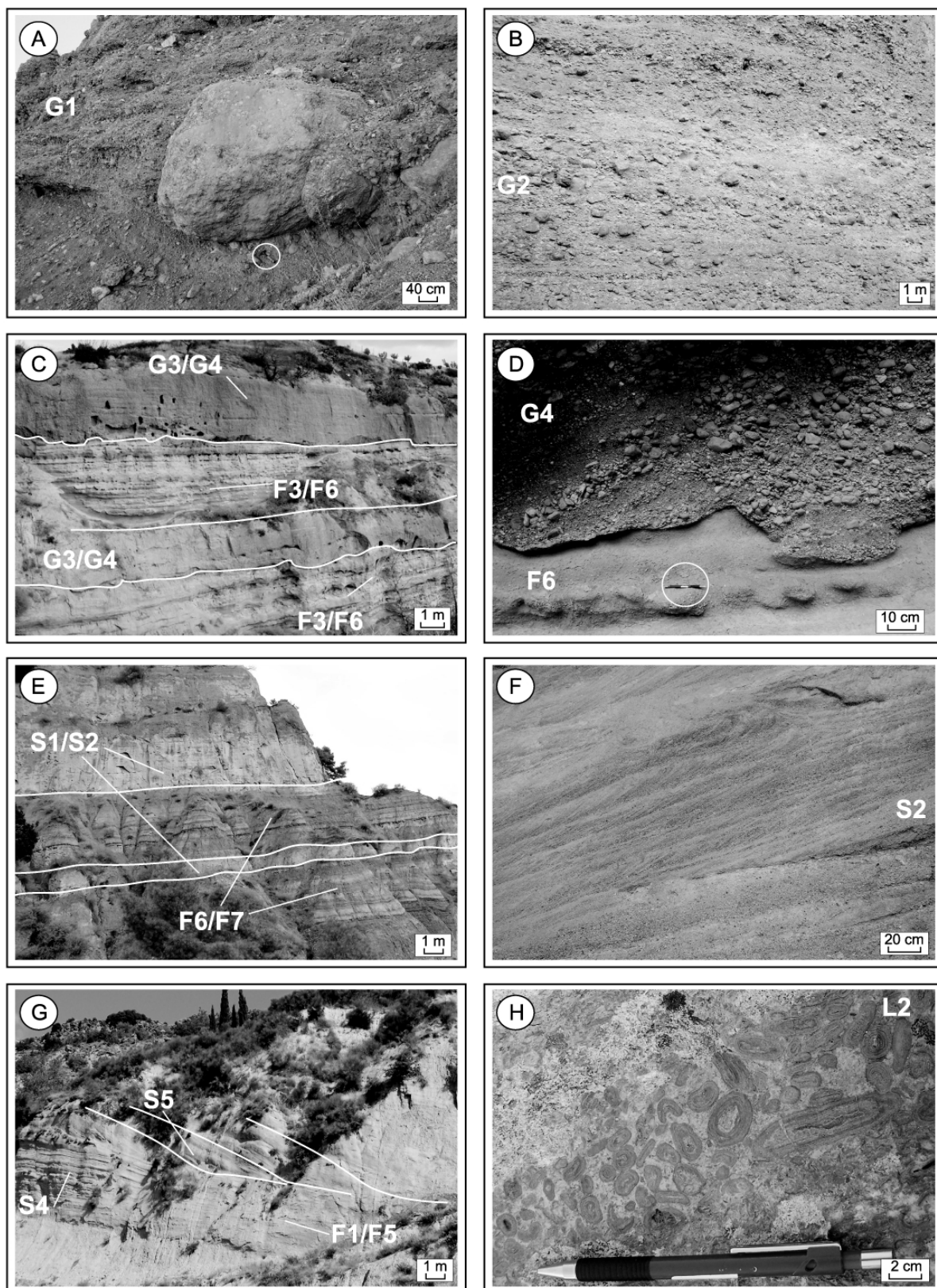


Figure 2

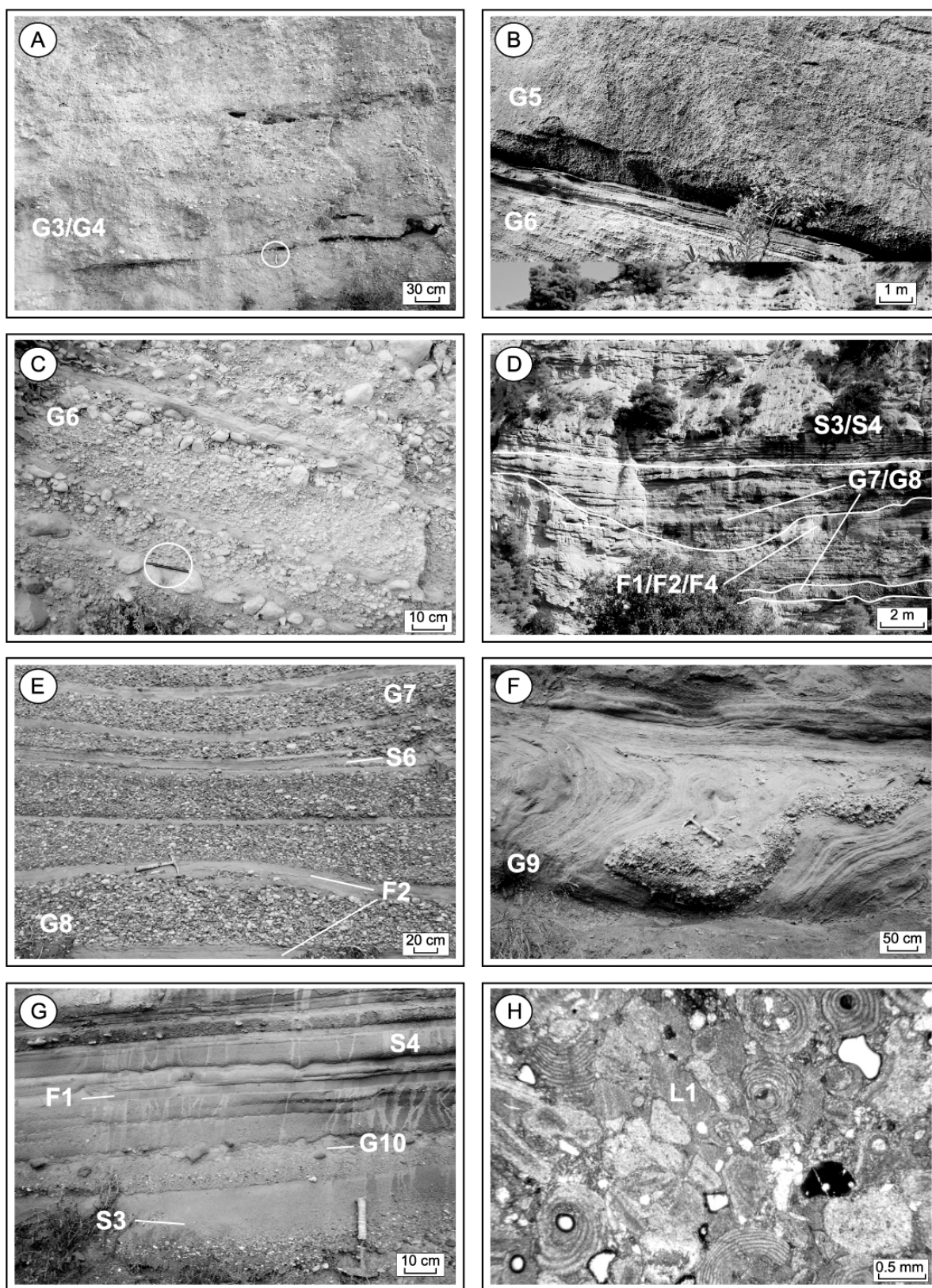


Figure 3

Table 2

Facies Association		Facies Occurrence										Main Depositional Processes	
Middle Group	giant Gilbert-type Delta Topset (GDT)											- bedload transport mechanism	
	giant Gilbert-type Delta Foreset (GDF)											- debris flow	
	giant Gilbert-type Delta Bottomset (GDB)											- surging high density current	
	Basin and Turbidite (BT)											- wide variety of gravity processes	
Lower Group	Alluvial Fan (AF)											- subaerial mass flow to debris flow	
	Fluvio-Lacustrine Plain (FLP)											- bedload transport mechanism	
	Fluvio-Lacustrine Delta (FLD)											- bedload transport mechanism	
	Bioclastic Shore (BS)											- surging high density turbidity currents	
	Pro-delta and Lake (PL)											- suspension / decantation	

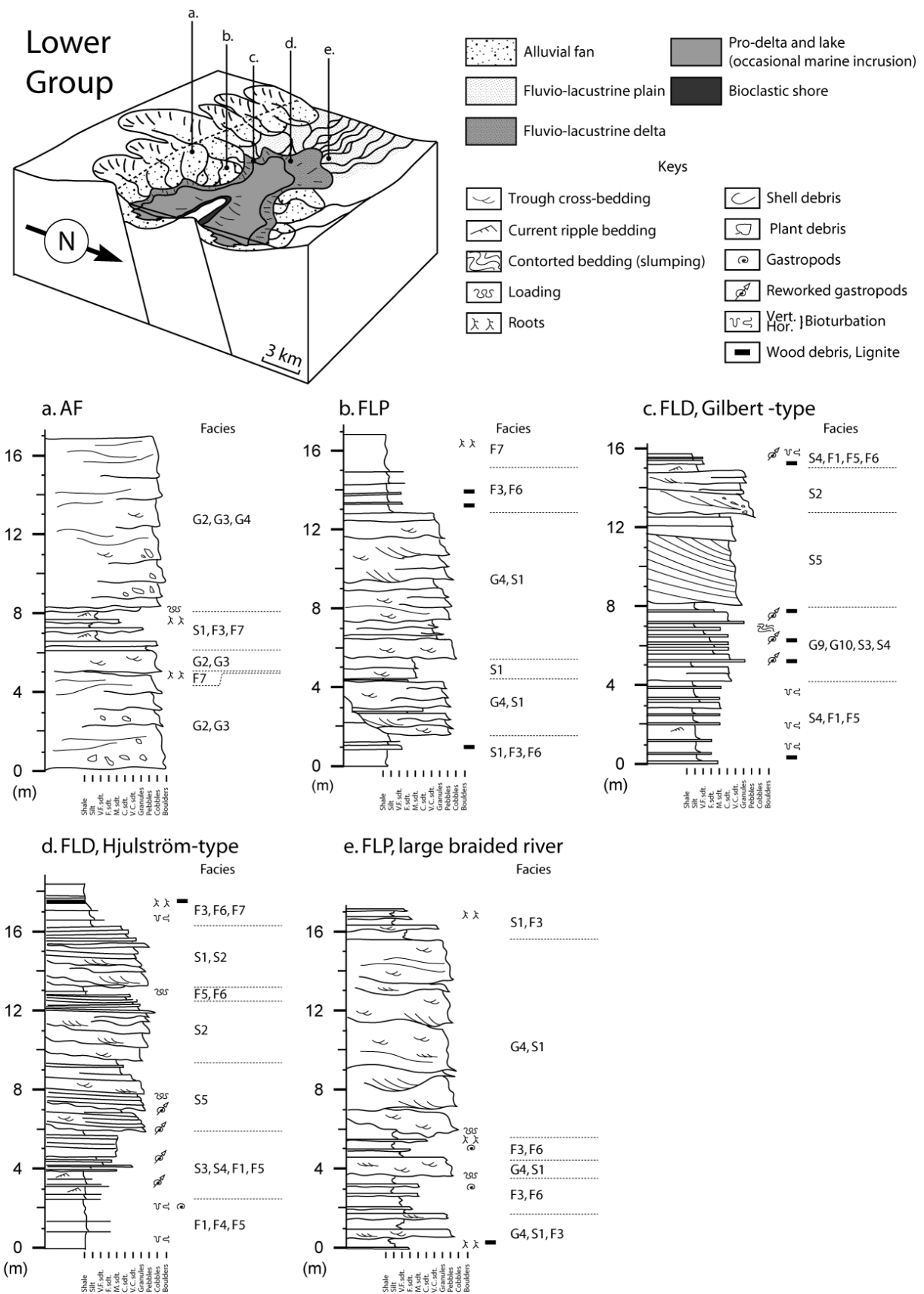


Figure 4

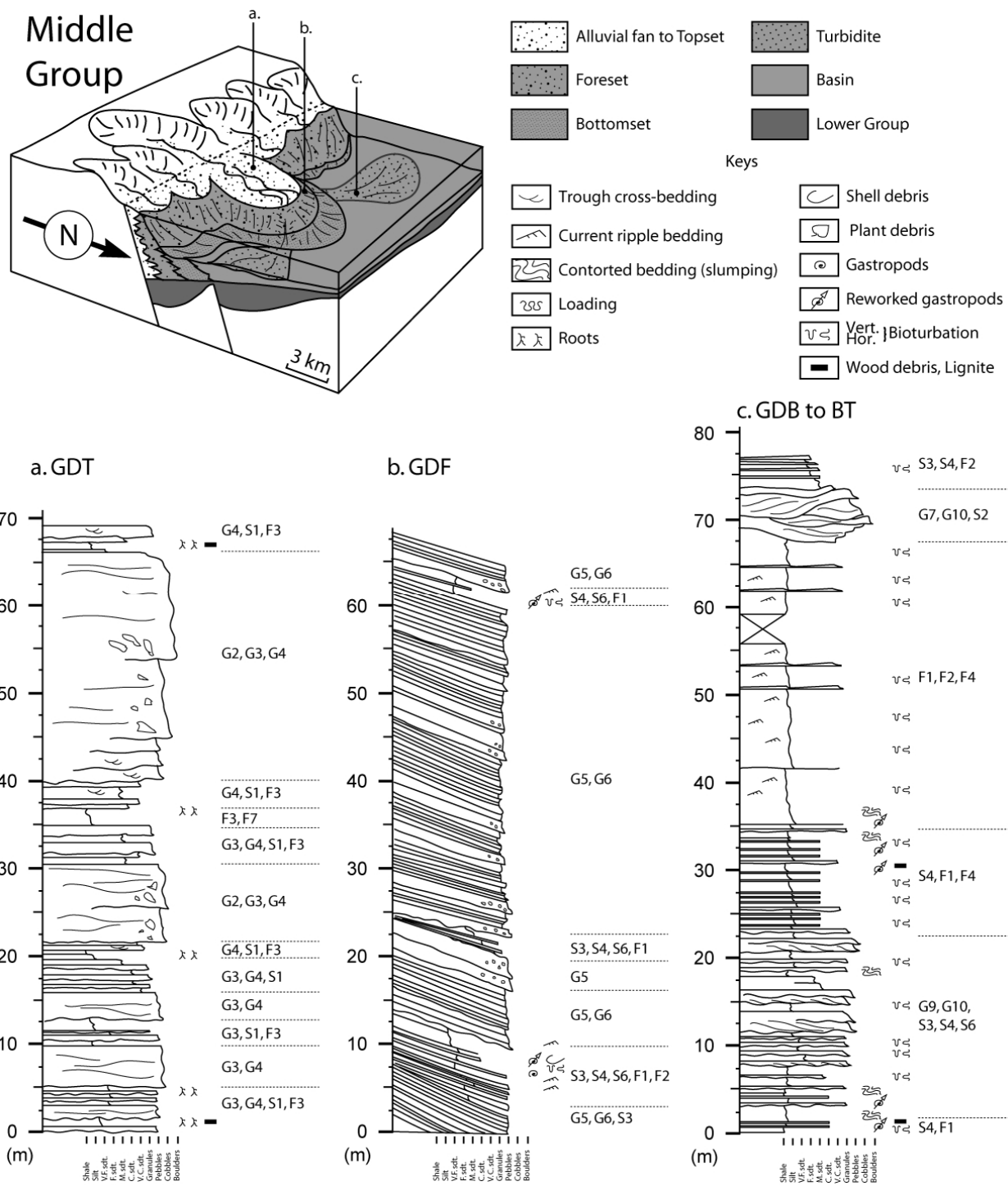
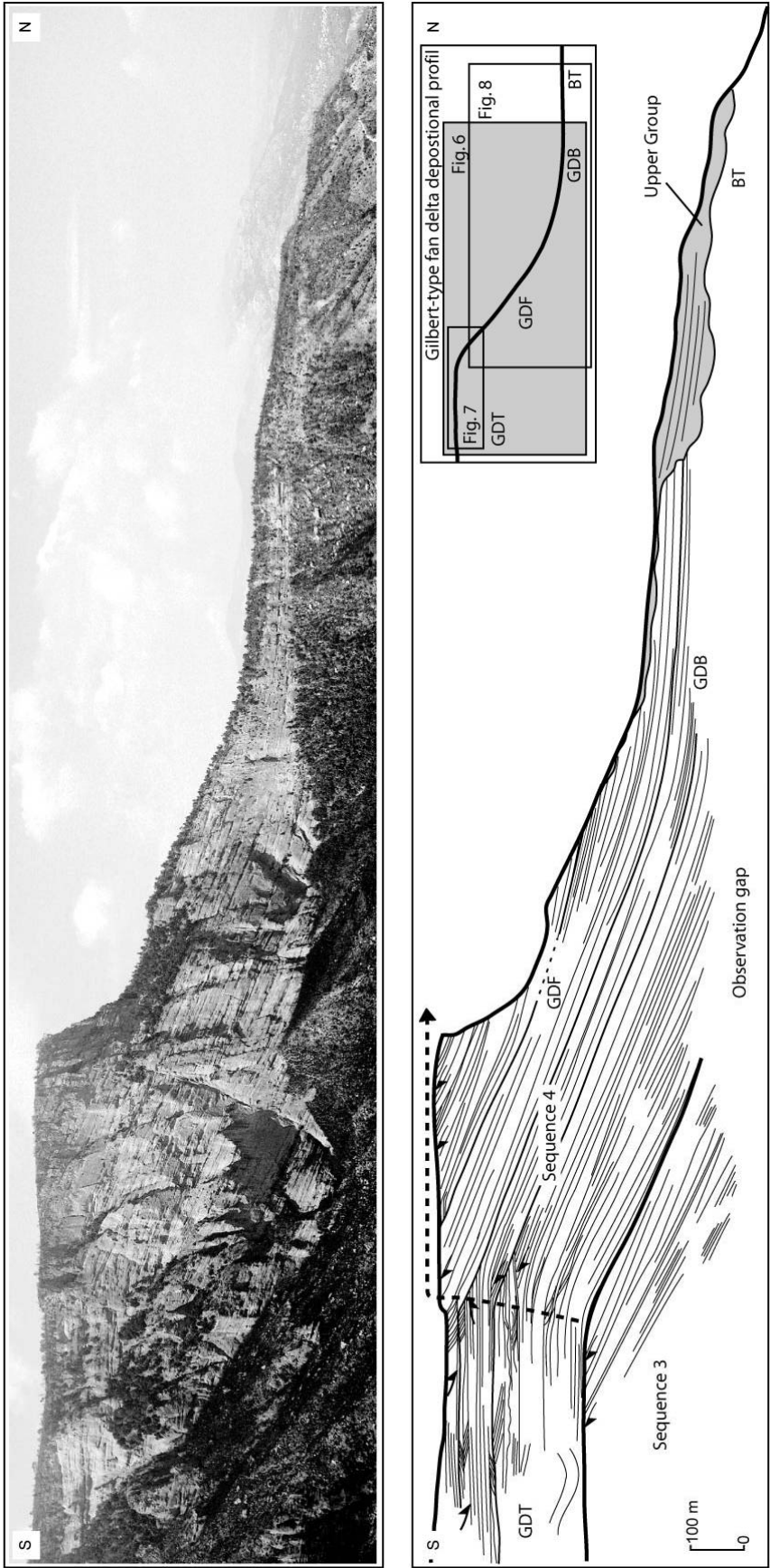


Figure 5

Figure 6



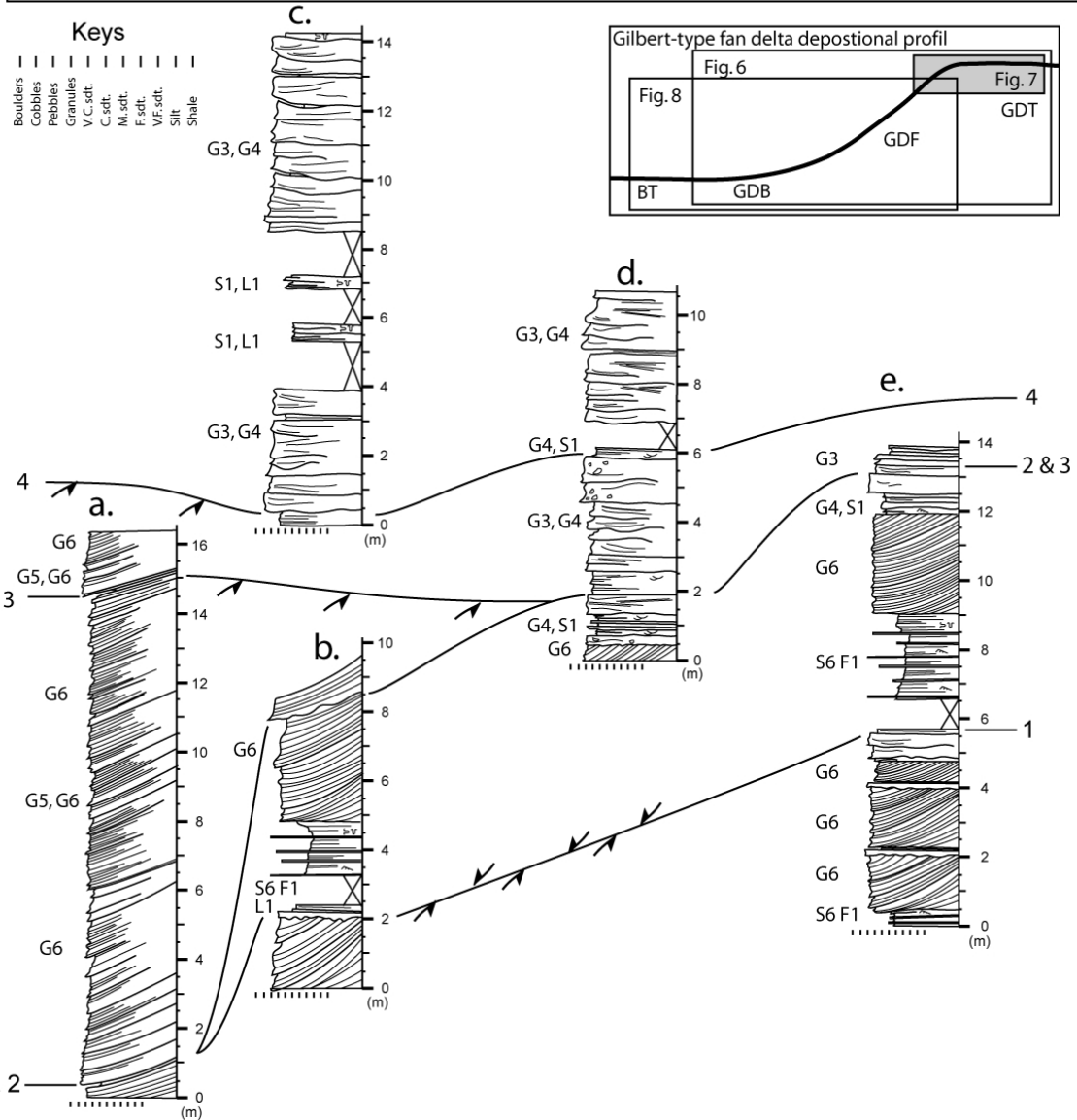
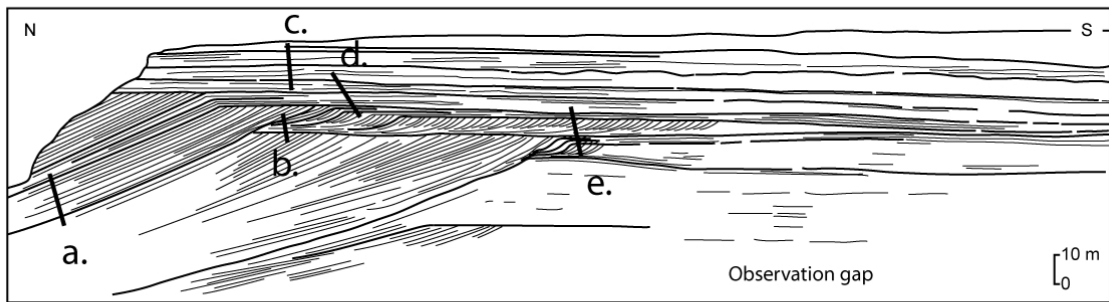
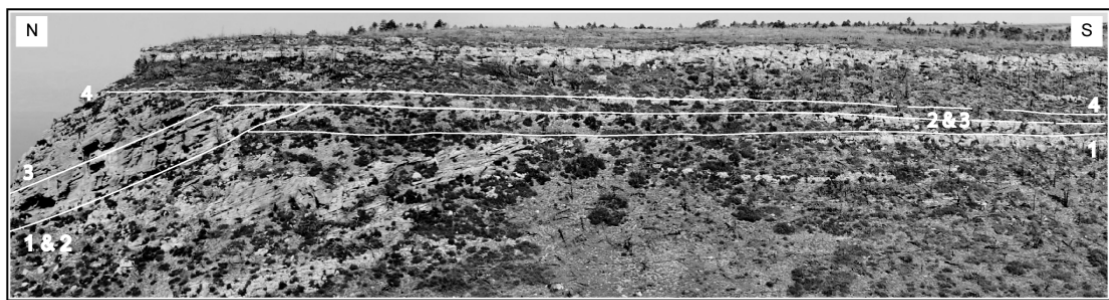


Figure 7

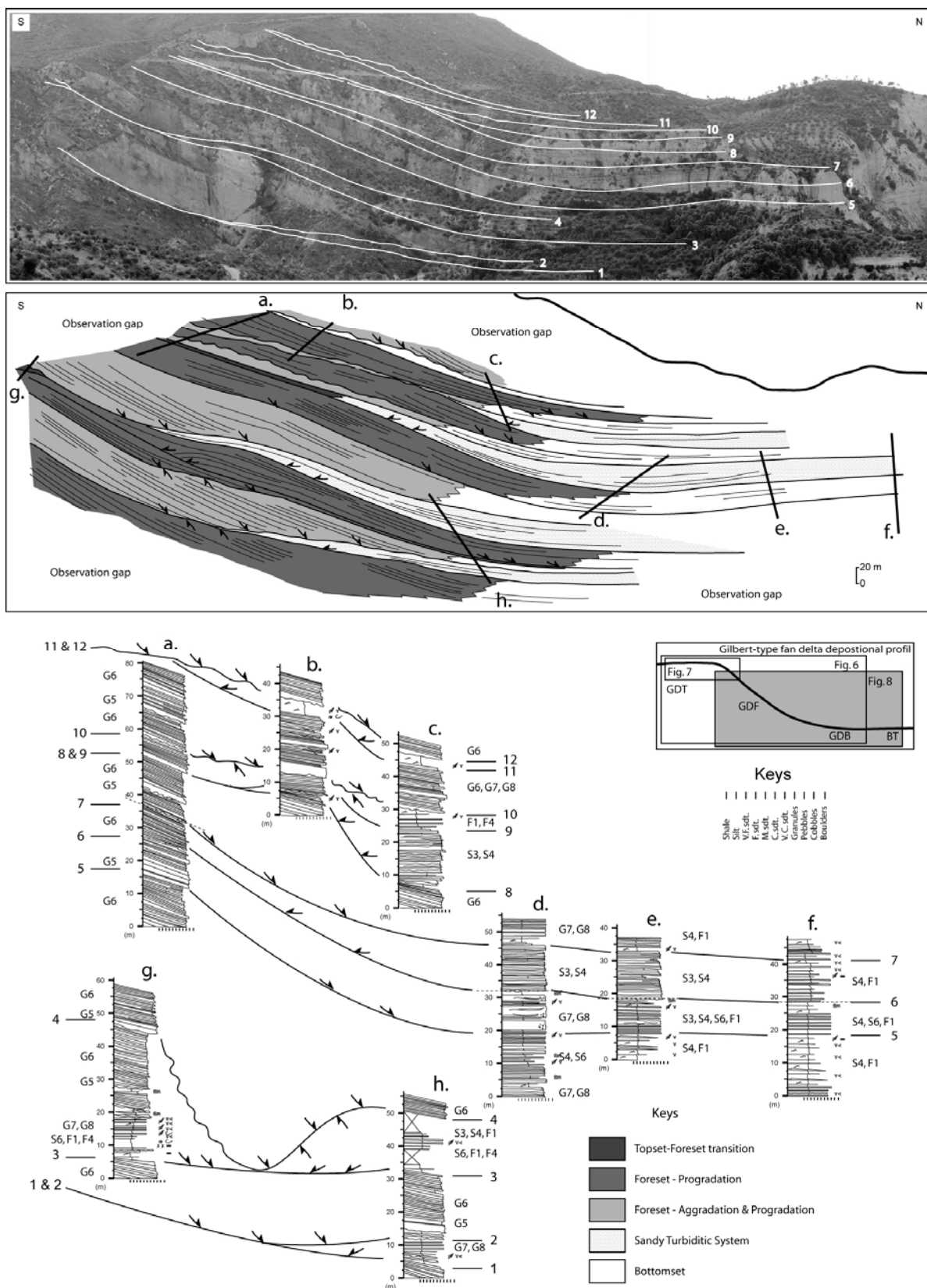


Figure 8

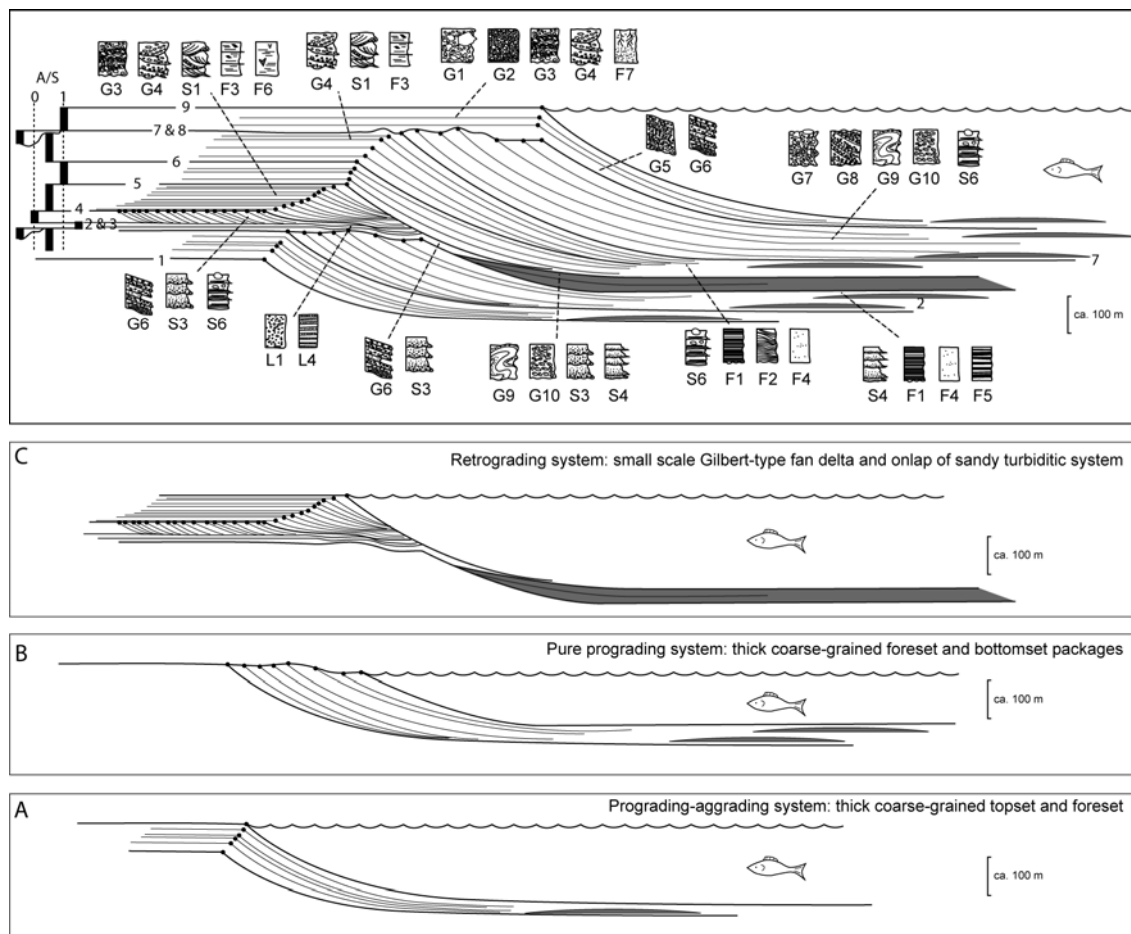


Figure 9

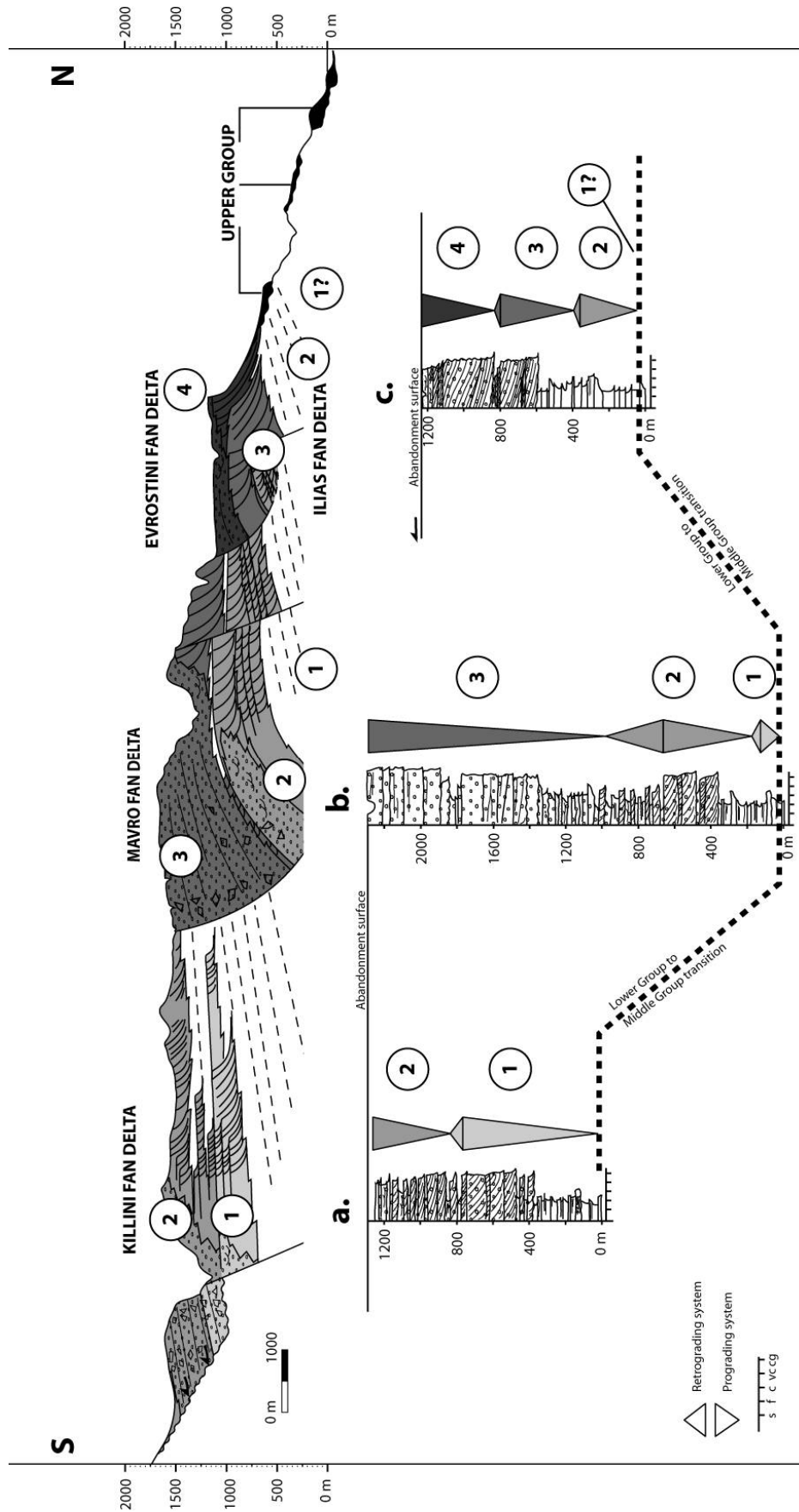


Figure 10

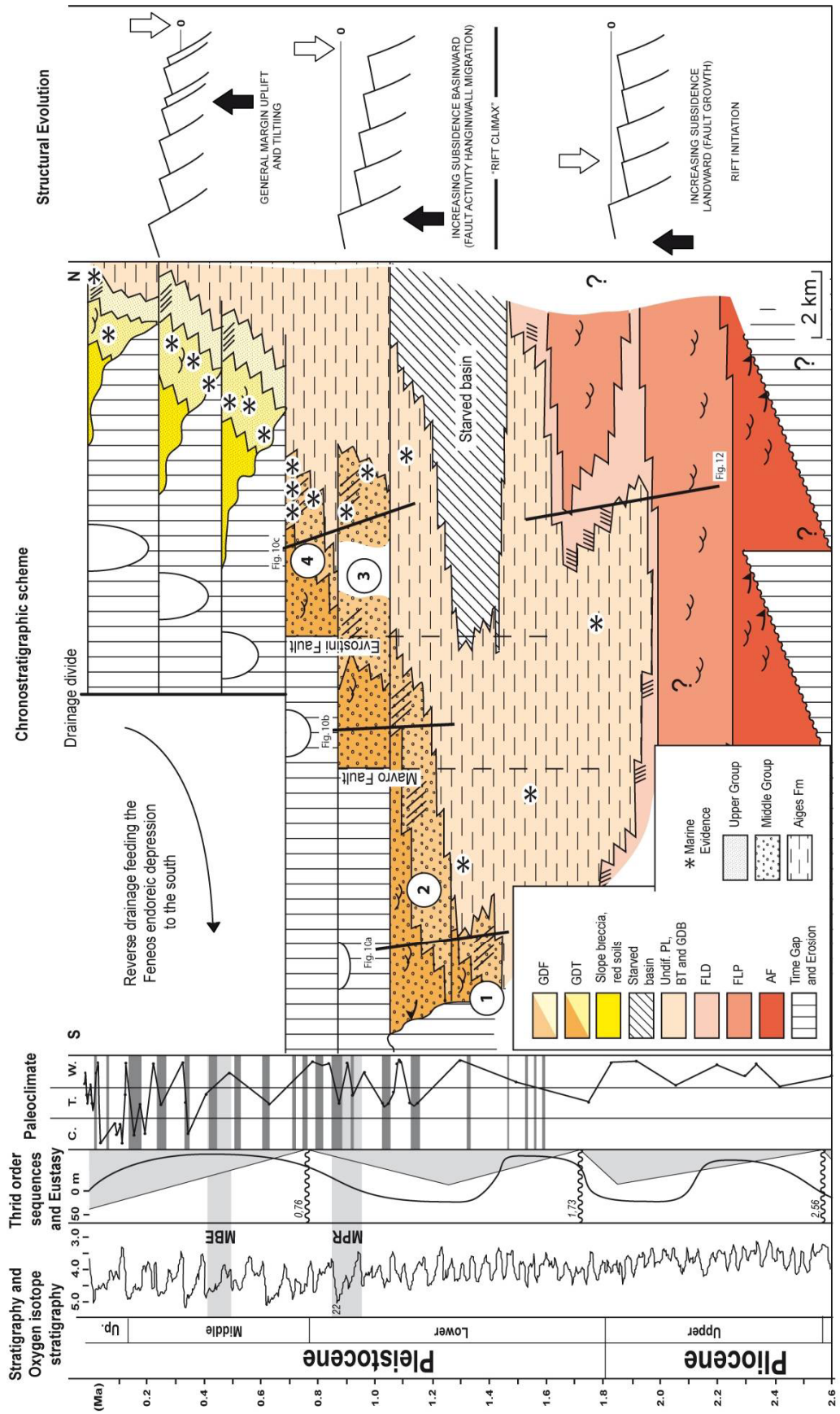


Figure 11

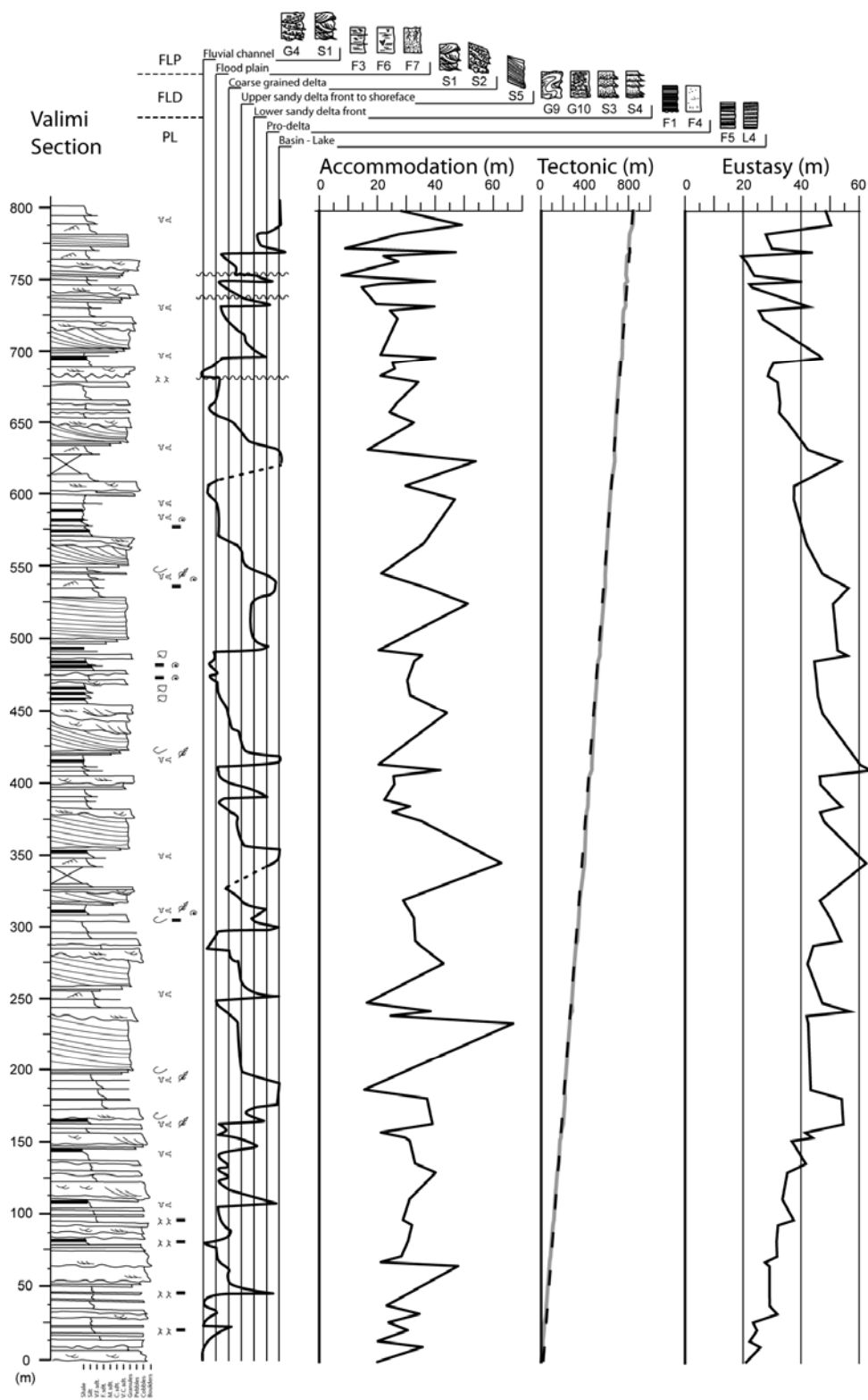


Figure 12

II.4. Evolution tectono-sédimentaire (Article 3)

Cet article est accepté pour publication et sous presse dans la revue Tectonophysics.

STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE OF THE PLIO-PLEISTOCENE INFILL OF THE CORINTH RIFT: IMPLICATIONS FOR ITS STRUCTURAL EVOLUTION

Sébastien ROHAIS ^{a, c, *}, Rémi ESCHARD ^a, Mary FORD ^b, François GUILLOCHEAU ^c,
& Isabelle MORETTI ^a

^a IFP, Division Géologie - Géochimie, 1-4 avenue de Bois Préau, 92582, Rueil-Malmaison, France

^b ENSG-INPL, CRPG, 15 Rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 20, 54501, Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex

^c Geosciences-Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes Cedex

* Corresponding author. Fax: +33 1 47 52 70 67

E-mail addresses: sebastien.rohais@ifp.fr (S. Rohais)
 remi.eschard@ifp.fr (R. Eschard)
 Mary.Ford@crpg.cnrs-nancy.fr (M. Ford)
 francois.guillocheau@univ-rennes1.fr (F. Guillocheau)
 isabelle.moretti@ifp.fr (I. Moretti)

keywords: Gilbert fan delta, stratigraphy, geomorphology, Pleistocene, Corinth Rift

Abstract

An integrated study of the stratigraphy, structure, sedimentology, and geomorphology of the Akrata-Derveni region (southern coast of the Gulf of Corinth, Greece) forms the basis for a tectono-stratigraphic model for the evolution of the Plio-Pleistocene central Corinth rift.

The syn-rift sediments exposed on the uplifted southern coast of the Gulf of Corinth comprise three stratigraphic groups. Maximum total thickness of the syn-rift sediments can reach 2800 m in the middle of the studied area. The Lower Group is made of fluvio-lacustrine deposits. The Middle Group corresponds to thick alluvial fan conglomerates and their equivalent Gilbert fan deltas that built toward the north. The Upper Group is composed of uplifted terrace deposits, slope breccias and small Gilbert deltas. These groups have been subdivided into informal formations and depositional systems.

Restoration of the stratigraphic architecture along a N-S transect provides a linked structural and depositional model for this part of the rift. Reconstruction of the latest phases of uplift is based on a study of geomorphological features.

Evolutionary phases include, (1) an overall increase in accommodation space during deposition of the Lower and Middle Groups followed by (2) a drastic decrease in accommodation space during deposition of the Upper Group. Sedimentary signals indicate that most of the major normal faults were active during deposition of the Lower Group. The depocentre was located in the middle part of the study area and paleocurrents were predominantly toward the ENE. The main depositional system shifted south at the onset of deposition of the Middle Group, recording a widening and deepening of the rift. This major event also corresponds to a change in paleocurrent direction to a clear northward polarity. The southernmost border fault, the Killini Fault, was sealed during deposition of the Middle Group. A northward migration of fault activity was associated with northward progradation of giant Gilbert fan deltas that record water depths up to 500 m. Finally, the fan delta system was abandoned as progressive tilting to the south and uplift of the margin induced a reversal of the drainage system with the development of an endorheic depression. Sediment supply to the basin thus decreased and a forced regression took place during deposition of the Upper Group recording a northward shift of more than 5 km and a 600 m relative sea-level drop. As no major eustatic sea-level falls of such amplitude are documented during the Pleistocene, the uplift is linked to regional tectonics. Uplift and fault reactivation gave the present day configuration of the southern coast of the Gulf.

1. Introduction

The Gulf of Corinth is a WSW-ENE trending graben structure between the Peloponnesus peninsula and continental Greece (Fig. 1). This graben is located in the Aegean region where the tectonic scheme is well known: back-arc extension behind the Hellenic subduction zone and complex westward propagation of the North Anatolian Fault ([Armijo et al., 1999](#); [Jolivet, 2001](#)) (Fig. 1). However, the relative role of each phenomenon is difficult to quantify and kinematic models and plate boundaries are not yet completely validated by the scientific community. The principal remaining questions for the Gulf of Corinth, in term of tectonic setting, are (1) its evolution during the period between the main Hellenic compression and the current extension (roughly between 25 and 2 Ma) (2) the link between regional Aegean extension and the

recent N-S extension in the Gulf and (3) the cause of the uplift of the northern Peloponnese peninsula. Sedimentary basins document the complex interactions between deformation and external processes (sea-level change and/or climate variation). The spectacular outcrops of the southern margin of the Gulf of Corinth, where syn-rift sediments are well preserved, can help to constrain the tectono-stratigraphic evolution of the Gulf. However, while the southern coast of the Gulf of Corinth has been extensively studied and mapped (e.g. Doutsos et al., 1988; Ori, 1989; Doutsos and Piper, 1990; Doutsos and Poulimenos, 1992; Flotté et al., 2005), the structural and stratigraphic details of these outcrops are still not precisely defined. The geometry of the fault system and the relationship between the different segments of the margin are also not completely understood. A tectonic model proposing the existence of a north-dipping crustal detachment beneath the Corinth Rift was proposed by Sorel (2000) and tested by Chéry (2001). This model is still supported (Flotté et al., 2005) although it has been questioned (e.g. Westaway, 2002; Moretti et al., 2003). Ori (1989) was the first to propose a synthetic stratigraphic column for the syn-rift series of the southern coast of the Gulf. Recently, Ghisetti and Vezzani (2005) propose synthetic stratigraphic columns not completely in accordance with Ori (1989). Lateral facies variations and thickness changes are only schematically sketched and were not interpreted using recent sequence stratigraphic concepts, and thus no clear stratigraphic scheme exists. Moreover, only a few biostratigraphic and chronostratigraphic data are available to constrain the timing of deformation and sedimentation. Therefore, sedimentary architecture and sequence organisation of the syn-rift sediments have never been placed within a clear structural framework. The purpose of this paper is to present (1) a description of syn-rift stratigraphic sections logged in the Akrata - Derveni region, (2) a detailed description of the faults, the syn-rift deposits and the key geomorphological features and (3) a restoration of the stratigraphic architecture of the rift along a N-S structural transect through the central part of the southern coast of the rift. This work has been done as a part of the Corinth Rift Laboratory, a cluster of European projects associated to create a permanent observatory of the Gulf's seismic activity (Cornet et al., 2004 and papers in this special issue).

2. Regional tectonic setting of the Corinth rift

The Corinth rift corresponds to one of the most recent extensional features in the Aegean area (Fig. 1). Extension in the Aegean Sea started in Miocene times (Le Pichon and Angelier, 1979; Jolivet et al., 1994; Armijo et al., 1996) and was caused by a combination of gravitational collapse of the thick crust inherited

from the Hellenic thrust belt ([Horvath and Berckhemer, 1982](#); [Jolivet, 2001](#)), lithospheric thinning in the Aegean back-arc region ([Papazachos and Comninakis, 1971](#); [Doutsos et al., 1988](#)) and rotation of crustal blocks related to the North Anatolian Fault propagation ([Dewey and Sengör, 1979](#); [Armijo et al., 1999](#)). Nevertheless, the relationships between the Aegean Miocene extension and the evolution of the Gulf of Corinth are still unclear ([Doutsos and Kokkalas, 2001](#); [Nyst and Thatcher, 2004](#)).

The Gulf of Corinth is a 105 km long and less than 30 km wide graben, bounded on each side by systems of recent normal faults (Fig. 1) (e.g. [Jackson et al., 1982](#); [Roberts et al., 1993](#); [Roberts, 1996](#); [Roberts and Koukouvelas, 1996](#); [Moretti et al., 2003](#); [McNeill et al., 2005](#)). It cuts obliquely across the underlying stack of the Hellenic tectonic units. The basal Alpine nappe of those units corresponds to the Phyllite-Quartzite series 1.5 to 2 km thick, characterised by an alternation of phyllites, schists and quartzites ([Jacobshagen et al., 1978](#); [Doutsos and Poulimenos, 1992](#); [Dornsiepen et al., 2001](#)). The second tectonic nappe is the Gavrovo-Tripolitza unit made of Mesozoic carbonate platform sediments 2-3 km thick ([Doutsos and Poulimenos, 1992](#); [Dornsiepen et al., 2001](#)). The upper Pindos unit consists of Mesozoic deep-water carbonates up to 1.5 km thick ([Aubouin et al., 1963](#); [Pham et al., 2000](#)).

The Corinth rift extension started in Pliocene times and still continues today (e.g. [Keraudren and Sorel, 1987](#); [Ori, 1989](#); [Billiris et al., 1991](#); [Roberts, 1996](#); [Davies et al., 1997](#); [Doutsos and Kokkalas, 2001](#)). It is the most seismically active zone in Europe with up to 1.5 cm/y of N-S extension as measured with instantaneous GPS data ([Briole et al., 2000](#)) and more than 1 mm/y of uplift rate of the southern margin ([Tselentis and Makropoulos, 1986](#); [Billiris et al., 1991](#); [Collier et al., 1992](#); [Davies et al., 1997](#); [Mc Neill and Collier, 2004](#)).

Fault planes exposed at surface are steep and/or listric with dips ranging from 45 to 70° ([Doutsos and Piper, 1990](#)). Earthquake relocations suggest a flat seismogenic zone in the East and a north-dipping one (~ 20°) in the West, around Aigion ([Rigo et al., 1996](#); [Rietbrock et al., 1996](#); [Bernard et al., 1997](#)). This seismogenic zone may be related to specific lithologies of the stacked Mesozoic structural units (the Phyllite-Quartzite series for example) characterised by seismic tomography ([Latorre et al., 2004](#)) and supported by a thermo-mechanical model ([Le Pourhiet et al., 2004](#)). The geometric connection between outcropping high angle fault planes, and the deeper seismogenic zone is not well constrained. Neither the localisation of small earthquakes ([Lyon-Caen et al., 2004](#)) nor recent subsurface data ([Stefatos et al., 2002](#); [Moretti et al., 2003](#); [Cornet et al., 2004](#); [McNeill et al., 2005](#)) supports a model of regional listric

faults rooting down to the flat seismogenic zone along a low-angle detachment (Sorel, 2000; Flotté et al. 2005). These data suggest that the major active faults have a planar rather than a listric geometry.

The origin of the asymmetry of vertical displacements, indicated by uplift of the southern coast and at least locally subsidence of the northern coast (Lykousis et al., 2003), has also been controversial. Mechanisms of rifting have been invoked to explain this differential uplift, such as elastic rebound (Armijo et al., 1996) but such a model requires unrealistic physical parameters for the crust (Moretti et al., 2003). Some authors now consider that the cause of these differential uplifts may be external to the extensional system itself and due to some changes in the subduction regime (e.g. Leeder et al., 2003; Moretti, 2004; Leeder et al., 2005).

3. Dataset and methodology

The Akrata-Derveni region was chosen for this work as the relationships between tectonics and sedimentation can be studied in spectacular outcrops of syn-rift deposits (Fig. 1). Regional transects were constructed between the uplifted southern part of the margin in which proximal depositional systems are still preserved, and the modern Gulf of Corinth. The area has already been surveyed by Doutsos et al. (1988), Ori (1989), Doutsos and Poulimenos (1992) and Zelilidis (2000), who compiled geological maps, documented the main structural elements and performed sedimentological and geomorphological descriptions.

Three field campaigns were carried out in the Akrata-Derveni region (Fig. 1) during which 18 stratigraphic sections were measured. A detailed geological map was compiled showing the main structural elements and the depositional systems on a 25 x 30 km area at a scale of 1:25 000. Measured sections were logged in key areas at different scales ranging from 1:100 to 1:5000 depending on outcrop accessibility and quality. The sections were described in terms of sedimentary facies and facies associations and panoramic photographs were interpreted to document the architecture of the depositional systems. Genetic sequences were identified in the stratigraphic sections and their vertical stacking pattern was studied at different locations across the tilted blocks and tentatively correlated along 20 km long N-S transects. Final correlations have been achieved through a combination of tracing of key stratigraphic surfaces, mapping of stratigraphic units and visual correlation from panoramic views. Samples were taken for stratigraphic dating and these results were used to trace time-lines across the different structural units, even if the resolution of the dating is too low to be really helpful at the scale of our study.

4. Structural framework of the Akrata-Derveni area and fault geometry

A series of faults exposed along the southern coast of the Gulf of Corinth have been well described and studied, especially in the areas where pre-rift basement is exposed, thus making possible the estimation of fault throw (e.g. Doutsos and Poulimenos, 1992; Roberts et al., 1993; Koukouvelas et al., 1999; Goldsworthy and Jackson, 2001; Micarelli et al., 2003). However, such detailed studies are more difficult where faults cut only syn-rift sediments at surface because of the lack of reference horizons and the possible confusion between stratigraphic and tectonic dips in the Gilbert fan deltas. Mapping is then critical to identify fault geometry (Fig. 2). Major faults of the study area correspond to (1) faulted contacts between limestone basement and syn-rift deposits, generally marked in the topography by a scarp and (2) faulted contacts in syn-rift deposits which are more difficult to map continuously (Fig. 3).

WNW-trending normal faults with vertical displacements of up to 3000 m (maximum vertical throw of the syn-rift basal contact) divide the study area into a series of tilted blocks. These major faults are spaced every 5 to 8 km and can be traced for distances longer than 10 km. Blocks are wider in the southern part of the study area (Fig. 2). The southernmost block is bounded by the Killini Fault, a major north dipping fault segment composed of WNW-ESE and ENE-WSW trending fault segments. This block is tilted to the south by up to 25-30°, as observed in most of the fault blocks. The second main block to the north is the Mavro block (Fig. 2). Limestone basement does not outcrop in its footwall. The strike of the Mavro Fault changes from NW-SE in the west to NE-SW in the east. The third block corresponds to the Valimi-Xylokastro block. The local listric Evrostini Fault is located above an inferred relay / transfer zone between the Valimi and Xylokastro Fault (Fig. 2). This third block is bounded to the north by a series of north dipping faults, from west to east: the Pirgaki-Mamoussia Fault, the Akrata Fault and the offshore Derveni Fault (Fig. 2). These faults bound the last and fourth block outcropping in the study area, the Akrata block. This fourth block is bounded offshore to the north by the major Helike Fault.

Major normal faults

Faults involving both pre-rift basement and syn-rift sediments have planar geometries and dip 50°-70° northwards. Most of the main faults are associated with closely spaced north dipping minor synthetic faults (Fig. 2). Syn-rift sediments in fault blocks are mainly tilted southwards (Fig. 2 & 3). However, anticlinal geometries are observed near the crests of some tilted blocks while synclinal geometries are

observed in the immediate hangingwalls of some faults (Fig. 3). These forced folds appear to be similar to those described in the Suez rift ([Patton et al., 1995](#); [Gawthorpe et al., 1997](#)). Secondary antithetic WNW-trending normal faults are commonly developed along block crests, separating small horst structures. Such a horst is observed in the immediate footwall of the Xylokastro Fault, where throw on the antithetic fault is on the order of 300 m.

NE- and NW-trending normal faults limit the lateral extent of tilted blocks and correspond to transfer faults or relay ramps. They dip either eastwards or westwards. A transfer fault dipping steeply east (50° - 80°) is located to the north of Valimi village (Krathis valley). Another also is located in the Krios valley (north of Perithori village; Fig. 2). In the western part of the Gulf, such faults have been identified from seismic surveys and have been interpreted as due to the reactivation of ancient structures inherited from the Hellenic thrust belt ([Lyon-Caen et al., 2004](#)).

Striations, grooves and structural features preserved on the fault planes have been measured along with fault and fracture orientations within fault blocks to identify a possible multi-phase structural evolution of rifting. North dipping faults are generally steeper than south dipping faults as shown on each stereographic plot (Fig. 2). Structural measurements indicate a roughly N-S direction of extension (Fig. 2) with consistency in the direction of extension from south to north in the study area. This direction of extension is in agreement with the present day extension based on GPS data ([Briole et al., 2000](#)).

Major listric faults

The Evrostini Fault is a listric normal fault (Figs 2) involving topsets (hangingwall) and foresets (footwall) of the giant Evrostini Gilbert fan delta. The fault's minimum vertical throw is around 500 m. Its dip varies between 28° and 55° , and it has a curved map trace with strike curving from NW to NE (Fig. 2). This fault is associated with a rollover structure in topsets in which the dip of strata varies from 30° S to 5° S, indicating that fault activity occurred during deposition of the upper fan delta. Minor sealed faults developed in the hangingwall of the Evrostini fault also suggest active faulting during sedimentation. The listric fault geometry requires a décollement horizon at shallow depth (less than 2 km) using the Verrall method (1982). The best candidates for such a décollement horizon would be a fine-grained syn-rift layer below the Evrostini fan delta. The fault damage zone is up to 50 m thick in the Derveni valley where more than four synthetic fault planes accommodate total displacement. Footwall deformation is similar to that of the Pirgaki-Mamoussia Fault described by [Micarelli et al. \(2003\)](#). Minor fault systems without

clear organisation suggest a multi-directional extension, probably linked to a local gravitational process rather than a simple N-S extension (Fig. 2). Normal listric faults exhibit convergent striations (Fig. 2, Stereographic plots 3, 4 & 6) indicating a maximum tensional stress in a north direction. The Evrostini listric fault is therefore a shallow structure that developed within the Evrostini fan delta. This fan overlies a possible NE-SW transfer zone between the Xylokastro Fault and the Valimi Fault.

The Mavro Fault, shown in figure 3c, has the same characteristics with the Evrostini Fault but has a higher vertical throw of up to 1500 m and a larger lateral extent. The fault involves conglomerates of the Mavro alluvial fan and was active during sedimentation. The map curvature of the fault, its listric shape in section and the rollover anticline in its hangingwall imply a deeper décollement horizon than that of the Evrostini Fault.

Regional uplift

The southern margin of the Gulf of Corinth has been rapidly uplifting for at least the last ~ 0.3 My as suggested by stepped terraces on coastal range fronts (Vita-Finzi, 1993). In the study area the southernmost tilted blocks involving basement are today at an altitude of around 1500 m but their sedimentary cover is not preserved. The mean uplift rate on coastal range fronts is estimated to be around 1.5 mm/y (Vita-Finzi, 1993; De Martini et al., 2004, McNeill and Collier, 2004). In the study area, the maximum uplift rate, is documented by the highest altitude of the youngest sediments. This is located along an E-W axis passing through the Mavro Oros region (Fig. 2) where the thickest syn-rift fill is preserved with the top of the Middle Group found at altitudes of around 1750 m. However, maximum denudation occurred in the Krathis valley region further west where the Exochi Formation (base of Lower Group, see section below) is found at the same altitude as the Mavro Oros (~ 1750 m). Restoration of the syn-rift infill therefore requires a higher rate of uplift and erosion for the Krathis region than for the Mavro Oros. The Krathis region, on the western side of the study area, corresponds to a N-S rib of basement exposures which follow the cartographic contour of the underlying Phyllite-Quartzite nappe (Fig. 2).

5. Regional stratigraphy setting of the syn-rift infill

The mean thickness of the syn-rift sequence of the southern coast of the Corinth rift has been previously estimated to be 1200 m westward of the studied area (Doutsos and Poulimenos, 1992) but can in fact

reach more than 2800 m in the Mavro Oros region. In the Derverni area, the maximum thickness reaches 2100 m. Syn-rift deposits of the Akrata-Derverni region can be subdivided into three main lithostratigraphic units, which are in stratigraphic order: (1) a Lower Group mostly made of fluvio-lacustrine deposits, (2) a Middle Group comprising thick Gilbert fan delta conglomerates and (3) an Upper Group of uplifted depositional marine terraces forming steps along the coastline (Fig. 4). The Lower Group exhibits facies ranging from alluvial fan to shallow-water environments (Ori, 1989; Doutsos and Piper, 1990). Similar fluvio-lacustrine sequences have been identified in the eastern part of the Gulf by Collier (1988), Collier and Dart (1991) and Bentham et al. (1991). No direct dating of the Lower Group sediments in the study area is available. Age attribution of these sediments is therefore attempted by correlating them with the basal syn-rift series outcropping in the Gulf of Patras to the west and with the sediments in the Corinth canal region to the east (Fig. 1). In these areas the oldest syn-rift fill has been dated as Middle to Late Pliocene using the faunal and floral assemblages (Kontopoulos and Doutsos, 1985; Frydas, 1987; 1989; Zelilidis; 1998). These paleontological dates are coherent with radiometric ages of interbedded dacites of 3.62 ± 0.18 and 4.00 ± 0.4 Ma just east of the Corinth canal (Collier and Dart, 1991).

The Lower Group is overlain by conglomeratic facies of the Middle Group which were deposited in large and thick alluvial fans (south) distally passing into large Gilbert fan deltas, then to distal marly facies (north) (Doutsos et al., 1988; Doutsos and Piper, 1990; Poulimenos, 1993; Zelilidis and Kontopoulos, 1996). The Lower to Middle Group contact is not exposed and may be interpreted as either conformable (Doutsos and Piper, 1990) or unconformable (Ori, 1989). The basal part of these conglomerates have been dated Calabrian (~ 1.8 to 0.8 Ma) using mammalian fossils in the Gulf of Patras (Symeonidis et al., 1987), an age which is also in agreement with the Lower Pleistocene age coming from palynological analysis of the same interval in the Vouraikos fan delta to the west (Malartre et al., 2004).

The Upper Group overlies the older groups either conformably or unconformably. This unit includes various deposits such as those now forming perched terraces, carbonate reefs encrusting fault block crests (Keraudren, 1970; 1971; 1972; Schröder, 1975; Keraudren and Sorel, 1987; Pirazzoli et al., 2004, Kershaw et al., 2005) and various fluvial terrace deposits. The exact number of stepped terraces on the range front and their correlation with international global eustatic curves is still under debate (e.g. Vita-Finzi and King, 1985, Keraudren and Sorel, 1987, Armijo et al., 1996). The oldest marine or fluvial

terraces are radiometrically dated from the footwall of the eastern Helike Fault at 0.312-0.307 Ma in the Akrata region (Collier et al., 1992; McNeill and Collier, 2004), and the youngest about 1806-305 years BP (Stiros and Pirazzoli, 1998). The terrace system is locally associated with Gilbert fan deltas perched along the coast. One of these has been dated at 0.386 Ma using radiometric U-series method in the Akrata region (Vita-Finzi, 1993). This age is coherent with the NN20 nannofossil zone, which begins about 0.46-0.45 Ma ago, identified in samples collected in distal marly facies of a fan delta in the Xylokastro region (Keraudren and Sorel, 1987).

6. Sedimentology and depositional systems of the southern coast of the Gulf of Corinth in the Akrata-Derveni area

A composite section logged in the Derveni area (Fig. 4) represents the syn-rift infill on a tilted block. The geometrical relationships between the different units are summarised in figure 5. We have defined for the first time three unnamed groups (Fig. 4). The Lower Group can be subdivided into three main formations, clearly distinguished in the Derveni area. These are in stratigraphic order: the Exochi Formation, the Valimi Formation and the Aiges Formation (Fig. 4). These formations can be mapped all over the study area (Fig. 6).

Lower Group: the Exochi Formation

The Exochi Formation (E Fm) best outcrops are located to the west of the Exochi village along the road to Xerovouni (Fig. 6). The Exochi Formation is made of alluvial depositional systems, which are well developed in the basal part of the syn-rift series succession. The most proximal facies are exposed in the south and west of the study area and laterally pass into braided-river facies eastwards. Poorly sorted pebble to boulder conglomerates and breccias organised in massive tabular bedsets ($h = 1$ to 20 m), interbedded with lenticular beds of pebbly sandstones and siltstones, are interpreted as proximal alluvial fan deposits. These facies suggest a proximal sediment source, with steep topographic gradients possibly associated with fault scarps bounding tilted blocks. In more distal settings, coarse-grained fluvial channel-fill passes laterally into fine-grained sediments with occasional soil horizons interpreted as overbank and floodplain deposits. Vertically stacked alluvial fans are organised in an overall thinning- and fining-upward trend and progressively pass upward into fluvio-lacustrine sediments, which suggest a transgressive evolution. Several short-term transgressive-regressive cycles can be determined in vertical sections but are difficult to correlate laterally. Paleocurrent measurements show a northward and eastward

trend, indicating longitudinal and lateral sources of sediment supply into the basin (Fig. 7a). Deposition occurred during an initial rifting stage, as proved by rapid thickness variations (50 to more than 600 m) of the unit in the tilted blocks and their progressive onlap onto the tilted block crests.

Lower Group: the Valimi Formation

The Valimi Formation (V Fm) has been defined in the ravine just below the Valimi village (Fig. 6). The proximal part of the Valimi Formation is made of granule to pebble conglomerates organised in channelised lenticular beds of wide lateral extent ($h = 0.5$ to 10 m, $l = 100$ to 1000 m), interbedded with mudstones and siltstones showing pedogenetic alteration or containing fresh-water to brackish fauna. These facies have been interpreted as braided-plain channels interbedded with flood-plain deposits. More distally along the depositional profile, very coarse grained to granular sandstones form steeply inclined internal stratification ($h = 0.1$ to 1 m, amplitude = 5 to 30 m, dip = 10 to 30°). These sediments were deposited in Gilbert fan deltas prograding into shallow lakes. Sandstone dominated topsets are interbedded with claystones, siltstones and lignite beds. Bottomsets pass into silty laminated mudstones with a lacustrine fauna. Water depths can be estimated from Gilbert foreset height, which is commonly around 10 meters and exceptionally reaches 40 m. The relative percentage of lacustrine versus fluvial sediments increases upward, suggesting a transgressive evolution from braided-plain to Gilbert fan delta and lacustrine environments. Several short-term transgressive-regressive cycles can also be determined within this overall trend. Foreset orientations indicate that the dominant directions of delta progradation were from south to north and from west to east, although locally, delta progradation toward the south can be observed (Fig. 7a). Thickness variations (50 to more than 800 m) and onlap onto tilted block crests indicates that deposition occurred during active extension.

Lower Group: the Aiges Formation

The Aiges Formation (A Fm) is well exposed along the last three kilometre of the road to Aiges (Fig. 6). The Aiges Formation mainly corresponds to heterolithic fine-grained sediments interpreted as representing lacustrine, distal fan delta and turbiditic depositional systems. The dominant facies consists of shaly siltstones and marls, often bioturbated, deposited in lacustrine environments. These fine-grained sediments are interbedded with thinly bedded, laminated, fine- to coarse-grained sandstones. The base of the beds is erosional and beds often show inverse grading, whereas current ripples are developed at the

top of some beds. They were deposited by high density (proximal) to low density turbidity currents and fallout deposits (distal). Tabular or lenticular beds of pebble conglomerates ($h = 0.02$ to 2 m) are also frequently observed towards the base of the succession interbedded with the turbidites. These have been interpreted as cohesionless debris flow deposits. The water body was either under lacustrine or marine influences. Freshwater conditions are documented by the *Candona* sp. monospecific assemblage and diatoms, brackish to freshwater conditions by *Cyprideis* sp., *Candona* sp., *Tyrrhenocythere* sp., (determination: JP Colin) and marine conditions by Globorotalidea juvenile forms. These turbidite systems may therefore correspond to the distal equivalents of the the Valimi Formation, but the upper parts of the formation may also be the prodelta deposits of the Middle Group Gilbert deltas. Distinction between these two stratigraphic correlations is not possible at present. Thus, we choose to group all these heterolithic deposits into the AH Formation. Paleocurrents of the AH Formation show a northward and westward polarity at the base changing to a clear northward polarity towards the top related to the giant Gilbert delta northward progradation in the unit above (Fig. 7b). Thickness of the AH Formation varies from 10 m to more than 1000 m depending on the structural context, with the maximum thickness being observed in the Mavro Oros region.

Middle Group

The Middle Group corresponds to a northward prograding sedimentary system from proximal alluvial fan in the south to Gilbert fan delta and distal turbiditic system in the north. In the east of the study area the main Gilbert fan deltas are from south to north: the Killini, the Mavro, the Evrostini and Ilias fan deltas (Fig. 7b). The Evrostini fan delta prograde directly onto the Ilias fan delta (Fig. 6 and 7b). Fewer Gilbert deltas are preserved in the west of the area. The principal deltas are the Prioni and Platanos deltas (Fig. 7b). The outstanding characteristic of the Middle Group is the thickness of the conglomeratic deltas that can reach 1000 m in the Mavro Oros area. The architecture of the giant Gilbert deltas in the Evrostini area has been described by Ori et al. (1991) and Dart et al. (1994), who differentiated topset, foreset and bottomset facies. Proximal topset facies correspond to poorly sorted granule-boulder conglomerates organised in tabular bed-sets with high lateral continuity ($h = 0.1$ to 5 m, $l = 100$ to 1000 m) interbedded with finer-grained erosive beds with pebble imbrication or cross-bedding. Foresets can reach more than 500 m in height in the Evrostini Gilbert delta with a dip of around 35° . Foresets are made of granule to pebble conglomerates organised in tabular to lenticular dipping beds, moderately sorted and graded ($h =$

0.2 to 5 m, $l = 50$ to 900 m, $dip = 25$ to 35°) interbedded with fine-grained deposits. The bottomset facies correspond to granule to pebble conglomerates organised in tabular to lenticular horizontal beds ($h = 0.2$ to 5 m, $dip < 10^\circ$). These conglomerate beds are massive or graded and are interbedded with laminated and graded pebbly sandstones or siltstone beds with floating pebbles. A complete giant Gilbert fan delta can thus be observed, from the proximal alluvial fan - braided plain environments (topset) to the delta front slope environments (foreset) to the basinal-offshore environments (bottomset to prodelta) in the Evrostini area (Fig. 3). Red, blue and green algae with marine affinities, freshwater ostracods (*Candona sp.*) and gastropods (*Theodoxus sp.*, *Adelina elegans*, Planorbides) suggest that fan deltas prograded into an alternating marine and lacustrine water body. Water depths can be estimated from the height of foreset package, which ranges between 50 to 500 m depending on the fan delta. The stratigraphic architecture of a Gilbert fan delta shows several transgressive and regressive trends (see [Dart et al., 1994](#)). Most of the fans have a radial shape and prograded northwards (Fig. 7b). Sediment source area evolved through time. The Killini fan delta conglomerates have few clasts from the Phyllite-Quartzite unit, whereas northwards, the Mavro fan delta conglomerates (and also Evrostini fan delta) are mostly made of Phyllite-Quartzite clasts. Thus, the Middle Group records firstly the erosion of the upper tectonic unit in the drainage area (Pindos and Gavrovo-Tripolitza nappe) while progressively erosion reached the underlying Phyllite-Quartzite unit. Thickness variations (500 to more than 1000 m) and roll-over structures (described above) indicate active tilting phase during deposition.

Upper Group

The Upper Group corresponds to a by-pass and incision period in the Evrostini area. Red soil development and consolidated red breccias made of reworked Middle Group clasts drape an incised Gilbert fan delta morphology (1 m to more than 80 m). Such breccias merge northward with poorly consolidated Gilbert fan delta (alt.~ 200 m). Those fan deltas have also a reworked Middle Group clast content. Marine terraces and bored pebbles indicate a clear connection between the Gulf of Corinth and the Mediterranean sea. The slope breccias were re-incised in a second phase of forced regression. The incision was probably multi-storied with deep incisions (30 to 50 m) and perched terraces along recent rivers.

7. Geomorphological features

Specific geomorphological features have been identified in the field. They correspond to the upstream structures, mainly erosive, of depositional systems such as alluvial fan of Gilbert delta. They may be used to constrain the morpho-structural evolution of the rift of Corinth, especially for the most recent stages of rift evolution (Middle and Upper Groups) (Dufaure et al., 1979; Doutsos and Piper, 1990; Zelilidis, 2000). These features are well known on a regional scale and speculative ages have been proposed based on climatic considerations (Dufaure, 1975; Barbaroux and Bousquet, 1976; Dufaure et al., 1979). These age are still debated. We have precisely mapped such features in the study area (Fig. 6) and a correlation with the rift infill is proposed. The following description is based on a relative chronology from the oldest to the youngest.

The Feneos depression and Olvios river terraces

The first important geomorphological feature is the Feneos endorheic plain at the southernmost part of the study area (Fig. 6). The Olvios river flows southwards into, and vanishes in this depression. In historical times the plain was occupied by a lake, however today the plain is dry and lies at an altitude of around 750 m. The absence of a normal fault along the depression margin suggests that it was created by fluvial erosion. In the Olvios valley further north, two levels of perched fluvial terraces (1200 and 1300 m) are preserved along the northern side of the valley (Fig. 8b). The differential altitude between the present-day valley bottom and the highest perched terraces is around 300 m (Fig. 8b). Terrace deposits unconformably overlie the tilted syn-rift sediments and are, themselves, gently tilted southwards (2 to 8°). Their sedimentary facies correspond to braided plain environment and small Gilbert fan deltas with paleocurrent indicators recording a northward flow. These terraces and their deposits thus provide evidence for a multi-phase incision history for the Olvios River, including an inversion of the fluvial drainage direction (Dufaure, 1975; Seger and Alexander, 1993; Zelilidis, 2000). The Olvios River may have initially been the drainage system that supplied the giant Gilbert deltas that developed just north of the valley mouth. As the area tilted southwards, inverting the drainage system, the river re-incised its own deposits to form perched terraces and the Olvios river now feeds the endorheic depression. Re-incision of modern river sediments suggests that uplift and tilting to the south are still active.

Smoothed perched surfaces and paleovalley (Alt. ~ 1500 m)

Perched planar surfaces and associated N- S oriented dry valleys are observed in the southern part of the study area. At 1500m, the average altitude of these surfaces is much higher than that of the Feneos plain, thus incision by the Olvios River is younger. The morphology of the drainage network suggests a northward direction of flow (Fig. 6). Some syn-rift sediments may have transited through these perched valleys to feed the fan deltas to the north. Monogenic breccias are preserved on the valley flanks. These breccias present similar characteristics to those of the Xirokambos breccia to the west that has been interpreted as the product of periglacial erosion during the first Lower Pleistocene cooling period (Dufaure, 1975), although conclusive evidence for this age is lacking. In the study area the breccias overlie syn-rift conglomerates and seal the main border fault (Killini Fault).

Planar surfaces and reddish soils

Planar surfaces, draped by reddish fersiallitic soils and tilted southward, are observed on top of the Mavro Oros plateau (alt. ~ 1700 m, 5 to 10° SSW) and on the Evrostini plateau (alt. ~ 1100 m, 2 to 5° S; Fig. 8). These surfaces are conformable with the underlying stratification and are offset. The conformity between such surfaces and the fan-delta topsets just below suggests that they were probably genetically linked to the fan delta. They may then correspond to the abandonment surface of the fan delta during base level fall associated with pedogenic alteration. The Mavro Oros surface is more tilted and at a higher altitude than the Evrostini surface, therefore the relationship between the two surfaces is uncertain. This geometry may suggest that the same surface in Mavro Oros and Evrostini was offset by a later fault. Another interpretation would imply a diachronism between the two surfaces. Similar diachronism of red soil surfaces has been proposed in a similar setting by Dufaure et al. (1979) 30 km to the east of the study area. In this case, the Mavro Oros surface would have been uplifted before the Evrostini surface. The red soils of the two surfaces present different stages of fersiallitic alteration profiles which supports such a diachronism. Dating such an event is quite difficult. Clay analysis suggests that the most recent stage of this pedogenic alteration corresponds to the Italian *ferretto* of the Mindel-Riss interglacial stage ca. 0.3 to 0.4 Ma (Barbaroux and Bousquet, 1976). This age proposition is coherent with a transition period between deposition of the Middle Group (Pleistocene, 1.8 to 0.5 Ma from Symenodis et al. (1987), Poulimenos et al. (1993), Zelilidis and Kontopoulos (1996), Malartre et al. (2004)) and the oldest dated event of the Upper Group at 0.386 Ma using radiometric U-series method in the Akkrata region (Vita-Finzi, 1993).

Dry perched paleovalleys

Other spectacular abandoned dry perched N-S paleovalleys can be observed incising the syn-rift sediments or tilted block crests. Such paleovalleys can be observed in Mavro Oros, Evrostini and in the south-western part of the study area (Fig. 6 & 8). The Mavro Oros perched valley is the most representative of those features. The paleovalley lies today at an average altitude of 1200-1400 m and incises 300 m into the Mavro fan delta conglomerates. The paleovalley has an U-shape in cross-section and is locally re-incised by more recent rivers (10 to 20 m). The Mavro Oros paleovalley is located in a very specific area, as it corresponds to the modern drainage divide between the present-day fan delta to the north (Derveni river) and the endorheic Feneos depression system to the south (Olvios river). The dry perched paleovalley of Evrostini is in the prolongation of the Mavro Oros valley (Fig. 6 & 8). This valley, 80 m deep, is incised into the top of the Evrostini fan delta. Sediment transited northward through this valley probably feeding the last stages of the Evrostini progradation. A huge dry waterfall on the NW cliff of the Evrostini fan delta lies at the mouth of the dry perched valley of Evrostini. Uplift and tilting to the south of the margin then reversed the drainage area of the Olvios river.

Red slope deposits

Red slope breccias occur in the northeastern part of the study area (Fig. 6). Those deposits overlie deeply incised fan deltas (Mavro, Evrostini, Ilias) and older syn-rift units. The incision surface shows gullies 10 to 30 m wide, 2 to 10 m in depth but the breccia may also drape an inherited morphology (Fig. 8). Breccias are made of large blocks of fan delta conglomerate, up to 10 m in size, and show an openwork texture. These breccias are commonly reddish and can be interbedded with finer grained deposits. Their depositional profile is well preserved and describes a northward dipping paleoslope. Similar breccias have been identified elsewhere in the Peloponnese as the reddish Rissian slope deposits and terraces, proposed around 0.3 to 0.1 Ma ([Dufaure, 1975](#)). In this area, they have been previously interpreted as foreset deposits ([Dart et al., 1994](#)).

Perched small Gilbert fan delta (Alt. ~ 200 m)

Small perched Gilbert fan deltas are developed along the present day coast line at an average altitude of 200 m in the study area. Stepped terraces occur within these fan deltas, especially in the Akrata region where they have been dated between 250 to 300 ky. They imply a continuous uplift of the southern coast

of the Gulf of Corinth by up to 2 mm/y (Vita-Finzy, 1993; De Martini et al., 2004, McNeill and Collier, 2004). As with the red slope breccias, the perched Gilbert fan deltas suggest a period of incision and uplift from perhaps more than 0.3 Ma until the present day.

8. Timing of the deformation

Three geological transects were compiled from vertical outcrop sections (indicated on figure 9), mapping and panoramic view interpretation to illustrate the structural and stratigraphic architecture of the basin fill (Fig. 9). Section 1 is located in the western part of the study area and shows syn-rift infill across several tilted fault blocks. Section 2 is located in the southern part of the study area, cutting through the syn-rift stratigraphic architecture of the Killini Fault block. Section 3 is located in the central to eastern part of the study area and documents basin architecture through the thickest syn-rift stratigraphy, including the major listric faults.

Section 1

Four major faults and their fault blocks are identified on Section 1 (Fig. 9). These are from north to south: the offshore Helike Fault (HF) (Sakellariou et al., 2001; Stefatos et al., 2002, McNeill et al., 2005), the Pirgaki-Mamoussia / Akrata (PM-A) Fault segment, the Valimi Fault (VF) (probably the eastward extension of the Doumena Fault segment) and the Xerovouni Fault (XF). Section 1 illustrates the facies variations in the Middle Group, from proximal alluvial fans in the Xerovouni area (south) to giant Gilbert deltas in the Prioni and Platanos area (north). During this period, fluvial aggradation reached at least 400 m (onlap amplitude on the pre-rift basement). The altitude variations of stratigraphic boundaries and facies changes across the three main onshore faults indicate that they were active during deposition of the Lower Group to the top of the Middle Group. The basement / syn-rift contact is offset by up to 2100 m by the Valimi Fault and up to 2000 m by the PM-A Fault. The thickness of the Lower Group reaches 1600 m in the hangingwall of the Valimi Fault, whereas in the hangingwall of the PM-A Fault, there is only 900 m. The timing of fault activity can thus be constrained. Although first interpretation would be that the Valimi and the PM-A faults were both active during sedimentation of the Lower Group, defining two tilted blocks, we could also envisage a single large block that was offset later by the PM-A Fault (out-of-sequence activity). The base and top of the Middle Group are offset by up to 300 m by the PM-A Fault, also suggesting an out-of-sequence activity. Calcite dating suggests that the Doumena Fault, which is the

probable westward extension of the Valimi Fault, was active before 1 Ma (limit of the dating method) and re-activated 125 ky ago (Causse et al., 2004). This result is in agreement with our observation that the Valimi Fault was active during the rifting initiation and also suggests a recent out-of-sequence activity on the Doumena-Valimi segment.

Section 2

The major southern fault zone of the study area is shown on section 2: the Killini Fault (KF) (Fig. 9). This section is not perpendicular to the fault and illustrates the facies variations within the southernmost fault block. The Killini Fault was active during deposition of the Lower Group and is estimated to have accommodated a vertical throw of about 1800 m. The stratigraphic pattern of the Middle Group indicates a direct link between facies location with respect to distance from the bounding fault. This suggests fault-controlled sedimentation during this period. The proximal equivalent of the Killini fan delta of the Middle Group is an alluvial fan succession, which directly onlaps the pre-rift basement (Fig. 3). As in section 1, the onlap and aggradation of the conglomerates onto basement indicate progressive fault sealing and a base level rise of up to 500 m. In the hangingwall, a facies variation between the Gilbert delta foreset and their distal turbiditic equivalent can be clearly demonstrated.

The planar surface perched around 1500 m, one of the oldest geomorphological features in the study area, is not offset by the Killini Fault. This surface corresponds to a by-pass area suggesting that this major fault has been inactive since this surface developed.

Section 3

Section 3 can be considered as an oblique prolongation of section 2 to the north (Fig. 9). Four main faults are shown on this section, from north to south: the offshore Derveni Fault (DF), the inferred oblique transfer segment between the Valimi (VF) and the Xylokastro Faults (XyF), the Evrostini Fault (EF) and the Mavro Fault (MF). Stratigraphic restoration indicates that the depocentre was located in the Mavro Oros area during deposition of the Lower Group. During deposition of the Aiges Formation, facies belts migrated southward (landward shift) as suggested by the distal facies that are found in the footwall of the Mavro Fault. Then, the northward progradation of the Middle Group indicates a progressive basinward migration of the facies belts and the depocentre. Finally, geomorphological features suggest a final abandonment of the system and a forced regression.

Minor normal faults along the present coast correspond to secondary faults developed in the footwall of the active Derveni Fault located just offshore of our study area (Stefatos et al., 2002, McNeill et al., 2005). The Derveni Fault probably corresponds to the eastward prolongation of the Akrata Fault (Fig. 2). In the footwall of the Derveni Fault the facies of the Exochi Formation do not indicate a proximal source. The thinning of this formation northward toward the crest of the Valimi fault block suggests that the Valimi Fault was already active during the early stages of rifting.

One of the major faults active during the Lower Group deposition corresponds to the inferred oblique segment between the Valimi Fault to the west and the Xylokastro Fault to the east (Fig. 2 & 9). The Xylokastro Fault was active around 1 Ma based on dating of calcite from the fault plane (Flotté et al., 2001; Causse et al., 2004). The fault segment throw is close to 1500 m. This segment was progressively sealed by deposition of the Evrostini fan delta. The listric Evrostini Fault has a minimum throw of 500 m, rooting into a shallow decollement, probably directly below the delta. It seems to have been active only during deposition of the Middle Group. Geomorphological observations suggest that the Evrostini Fault has been inactive since abandonment of the Evrostini fan delta.

The third major fault corresponds to the Mavro Fault bounding the giant alluvial and Mavro fan delta (Fig 3 & 9). The fault has a curved listric shape and an associated roll-over anticline in its hangingwall. While this fault has all the characteristics of a listric fault, back tilting of deposits in its footwall and sediment thickness variations across the fault suggest a major fault bounding a tilted block. This question will be studied with a 3D restoration performed in the next phase of this project. The Mavro Fault was mainly active during deposition of the Middle Group accommodating about 1500 m throw but also possibly during the early stages of rifting. The abandonment surface of the Mavro fan delta (hangingwall) merges with the upstream by-pass surface in the footwall of the Mavro Fault suggesting that this planar surface sealed this fault.

Considering the biostratigraphic published data summarised above, most of the major faults identified on the three sections have a throw close to 1800 m, we speculate that they may have accumulated over a period of 1.8 Ma, giving an average throw rate of 1 mm/y. Nevertheless, this quantification is speculative based on extrapolation and surmising dates from western and eastern part of the Gulf. Moreover, distinction between syn-rift activity and later activity, for example fault reactivation during late regional uplift, is almost impossible without precise time constraints.

9. Evolution of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region)

Without accurate timelines within syn-rift stratigraphy across the southern coast of the Gulf, the evolutionary model proposed here can only be based on the relative succession of each depositional phase from the Exochi Formation, to the Upper Group in the eastern part of the study area (Fig. 10). We have no control on the position of the northern margin of the rift and thus can give only minimum estimates of rift width.

Progressive onlap of conglomerates onto tilted block crests, thickness variations, anticline and syncline geometries indicate that rift initiation occurred during deposition of the Exochi Formation. During the initial phase of rifting, sedimentation was mostly continental in character and sediments were mainly transported from SW to NE. The Xerovouni, Valimi, Xylokastro, Pirgaki-Mamoussia / Akrata and Derveni faults were all active indicating a minimum rift width of 25 km (Fig 10-1). The Killini, Xerovouni and Valimi faults were the principal active faults. Tilted blocks were 5 to 8 km wide and 10 km long. Alluvial fans were developed along the main faults and laterally passed to braided plain depositional environments towards the centre of the main compartments. Subsidence reached up to 600 m in the hangingwall compartment of the Xerovouni and Valimi faults. Depositional systems are mainly vertically aggraded, which means that sediment supply (S) balanced the creation of accommodation space (A).

During deposition of the Valimi Formation a major transgressive trend was marked by the backstepping of the alluvial systems and the deposition of lacustrine, brackish or rare marine fine-grained sediments (Fig. 10-2). Water depth remained shallow and did not exceeded 50 m with an average depth of 5 to 10 m. The transport direction and the active faults remained similar to those initiated during deposition of the previous formation and the minimum rift width was still the same. More than 1000 m of sediments were deposited in Valimi block. Some tilted crests were emergent and surrounded by coastal facies, for example in the Xylokastro Fault Block. Again, sediment supply approximately balanced the creation of accommodation space ($A/S \sim 1$).

The Aiges Formation records a widening (up to 35 km) and deepening of the rift (Fig. 10-3). The main active faults were the Valimi, Xylokastro, Mavro and Killini Faults. The sediment source to the west was progressively abandoned while a dominant N-S polarity was established. Alluvial fans passed laterally into small Gilbert deltas, themselves passing into fine grained sediments. This distal sedimentation

remained dominantly lacustrine to brackish water but marine incursions were more pronounced than in the previous stage. Alluvial fans and fan deltas were located along the Killini fault in the southern part of the rift. The depocentre was localised in the Mavro Oros area where formation thickness reached 1000 m. During deposition of the Aiges Formation sediment supply (S) did not balance the creation of accommodation space (A) ($A/S > 1$) and therefore water depth increased.

The few stratigraphic data available suggest that the transition between the Lower and Middle Groups is early Pleistocene in age (Symeonidis et al., 1987, Malartre et al., 2004). The boundary records a major transgression, implying that a significant event occurred at the scale of the basin. Water depth may have reached 300 m before progradation of the giant Gilbert fan delta began (Middle Group) (Ulicny et al., 2002). The eustatic curve for this period shows high frequency and high amplitude sea-level changes with a maximum amplitude of around 120 m (Shakleton et al., 1990). The amplitude of eustatic variations is then considerably lower than the water depth needed to accommodate progradation of the giant Evrostini Gilbert fan delta. As no eustatic sea-level rise of sufficient amplitude is documented for this period, the rapid creation of accommodation space can be explained by invoking increased fault displacement.

During deposition of the Middle Group, the Gilbert fan deltas (Killini, Mavro, Ilias, Evrostini, Prioni and Platanos) prograded northward in several steps from the southernmost part of the study area (Fig. 10-4). The active Killini Gilbert fan system progressively overlapped the Alpine basement in the footwall of the Killini Fault. This onlap has a regional extent in the study area (amplitude ~ 500 m). It indicates the progressive sealing of this border fault and a landward shift of fluvial facies associated with fluvial. Rapid facies changes between the alluvial fans and the Gilbert deltas occurred across the main syn-sedimentary faults. In the Killini fan delta, a first episode of progradation induced a basinward shift of 2 to 4 km of the shoreline into a lacustrine water body deep 50 to 200 m. A second fan delta system then rapidly prograded 10 to 14 km northwards into an alternating lacustrine, brackish and marine basin 100 to 500 m deep. The Killini fan delta was then progressively abandoned. The planar surface, perched today at 1500 m, marks the end of the Killini fan delta progradation. Sediments by-passed across this surface and fed the Mavro fan delta. For the first time, the Phyllite-Quartzite nappe from the Feneos depression, massively fed the syn-rift Gilbert delta, implying important exhumation of the rift margin. The major curved listric Mavro fault induced a roll-over in a high sediment supply setting. The Mavro fan delta was then abandoned and re-incised by the paleo-Olvios river valley. We propose that the final stage of the

Evrostini giant Gilbert fan delta then developed at the paleo-Olvios mouth and records maximum water depth (~ 500 m). This multi-phase northward progradation probably records the gradual migration of uplift from south to north. At each stage sediment supply overwhelmed the creation of accommodation space and the system prograded ($A/S < 1$) while the distal basin was starved of sediment.

During deposition of the Upper Group, the preceding Gilbert deltas were re-incised as recorded by slope breccias, perched valleys and stepped terraces (Fig. 10-5). The Evrostini fan delta was uplifted, abandoned and fersiallitic soils developed above the topsets probably before 0.4 Ma. The fluvial drainage was then inverted in the southern part of the area. Sediment supply to the area north of the Evrostini was abruptly reduced and only small fan deltas were developed. These fan deltas are today uplifted and perched along the coast (alt. 200 m) and their equivalent terraces are found in river valleys. They record rapid abandonment and uplift of the Evrostini fan delta complex and may correspond to a lateral equivalent of the Corinth marine terraces. The shoreline shifted basinward by more than 5 km (N) between the Middle Group and the Upper Group for a 600 m downward base level shift. A second basinward shift is then recorded (1 km basinward shift of the shoreline with 200 m drop in base level) based on the last coastal deposit of perched Gilbert fan delta (alt ~ 200 m). Such an event was associated with the uplift of the margin and the northward migration of the graben axis since at least ~ 0.4 Ma (oldest terrace dated). Only small fan deltas are today being built into the Gulf to the north of the Feneos depression. Fault activity may have occurred during deposition of the Upper Group along the Valimi, the Pirgaki-Mamoussia / Akrata and the Xylokastro faults.

10. Discussion

Comparison with previous syn-rift stratigraphic schemes

This is the most detailed syn-rift stratigraphic scheme published so far for the Xylokastro-Akrata area. Ori (1989) proposed a more general two phase rifting history for the same area in which his first and second sedimentary cycles correspond roughly to our Lower and Middle Groups. However, Ori (1989) identified a 1000m thick basinwide fanglomerate at the top of his first sedimentary cycle, which we do not recognise. We speculate that it may locally be identified as the Mavro alluvial fan, which we place in the Middle Group where it is laterally equivalent to the Mavro fan delta. Ori (1989) also correlated altitude to age for the Gilbert deltas, which, while very generally true, is not true in every case. For example, the Ilias fan delta lies at a lower stratigraphic and topographic level to the Evrostini fan delta.

The column of [Doutsos and Piper \(1990\)](#) for the Xylokaastro eastern area is in agreement with our work except for the basal part. They did not recognise the massive Exochi Formation but fine-grained lacustrine, coastal and fluvial deposits. We can speculate that those series are laterally equivalent which is in agreement with our paleogeographic reconstruction (ENE polarity).

More recently, [Ghisetti and Vezzani \(2005\)](#) propose a single stratigraphic column specifically for the Akrata-Derveni area (their Derveni-Corinth Basin), which is in general agreement with our work.

Comparison with previous tectonic models

Several authors have proposed a northward migration of depocentres during evolution of the Corinth rift (e.g. [Sorel, 2000](#); [Flotté et al., 2005](#)). We have shown that, while this seems to have occurred during deposition of the Middle Group, it was not true for the early rift history (i.e. during deposition of the Lower Group). In this respect our tectonic model is more in agreement with those of [Doutsos and Piper \(1990\)](#).

Other models proposed by [Seger and Alexander \(1993\)](#), [Poulimenos \(1993\)](#) or [Zelilidis \(2000\)](#) may be also questioned. We have shown that the rift width and the coastline evolved during the rift evolution whereas their model suggests a rift of mainly constant width with a stable coastline in space and time.

Conclusion

In this paper we document a fault controlled syn-rift stratigraphy up to 2800 m thick in the Derveni - Akrata area of the Corinth rift. The syn-rift succession is divided into three lithostratigraphic groups, in which facies and thickness changes have been correlated across an area of ~ 700 km². These groups record a three phase rift history.

(1) The Lower Group records an early wide rift. The initial stages of rifting were contemporaneous with a lowstand stage in the relative sea-level curve (Exochi Formation). Then, the rift was progressively flooded during a transgressive stage (Valimi Formation). Activity was initially distributed over a wide area (at least 25 km), the major basement bounding faults being in the southern part of the studied area. Sediment was supplied from WSW to ENE.

(2) A major Maximum Flooding Surface is recorded at the transition from the Lower Group to the Middle Group. This rapid increase in accommodation space was mainly tectonic in origin (increase in fault related subsidence). The major progradation of the giant Gilbert fan deltas of the Middle Group, which

were contemporaneous with fluvial onlap onto the rift shoulder, then marked a significant increase in sediment supply during a highstand stage of relative sea-level. Older faults were sealed as depocentres migrated north implying that the area of active extension become narrower. While regional extensional faults are planar in origin, listric faults occur within the thickest sedimentary successions, in particular in the Mavro alluvial fan and in the Evrostini fan delta. These faults sole into shallow fine grained stratigraphic levels.

(3) Lastly, the small fan deltas, terraces and slope deposits of the Upper Group document a brutal surface uplift paired with a northward forced regression. Sediment supply to the north was drastically reduced as the hinterland tilted southward, changing the polarity of much of the hydrographic network. The emergence of syn-rift sediments along the southern coast of the Gulf of Corinth resulted in a narrowing of the basin from at least 0.4 Ma to the present day.

There is not a clear sediment source to the north of the studied area recorded in the whole syn-rift series. Thus, syn-rift series equivalent to all the Groups identified in this study must have been deposited below recent deposits of the modern Gulf of Corinth.

Without accurate stratigraphic time lines based on biostratigraphic or radiometric dating, we are not able to further distinguish the relative roles of eustasy, climate and tectonic during rifting. This will be the goal of a stratigraphic modelling project coupled with a detailed facies analysis, which will be performed as the next step of our work.

Acknowledgements

This paper forms part of a PhD thesis carried out by the first author for which the "Institut Français du Pétrole" and the "Université de Rennes 1" are gratefully acknowledged for their financial and technical support. Jean Paul Colin is particularly thanked for ostracod identification. We would like to thank Prof. D.J.W. Piper and Dr. S. Kokkalas for their constructive comments.

- Aubouin, J., Brunn, J.-H., Celet, P., Dercourt, J., Godfriaux, I., Mercier, J., 1963. Esquisse de la Géologie de la Grèce, Fallot Memorial Volume, Societe Geologique de France, 583-610.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A., Papanastassiou, M., 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.* 126 (1), 11-53.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean; timing and kinematics. *Geology* 27 (3), 267-270.
- Barbaroux, L., Bousquet, B., 1976. Contribution à l'étude des sols méditerranéens - Les sols rouges du domaine hellénique en Grèce occidentale, signification climatique et stratigraphique. *Géologie méditerranéenne*, T III, n°4, 237-250.
- Bentham, P., Collier, R.E.Ll., Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., Prosser, S., Stark, C., 1991. Tectono-sedimentary development of an extensional basin: the Neogene Megara Basin, Greece. *J. Geol. Soc. Lond.* 148, 923-934.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., 1997. The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* 1, 131-150.
- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Daavison, M., Jackson, J., Ambraseys, N., 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from 1900 to 1988. *Nature* 350, 124-129.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J., Papazissi, K., Mistakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., Deschamps, A., 2000. Active deformation, of the gulf of Korinthos, Greece: results from repeated GPS surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.* 105, 11, 25605-25625.
- Causse, C., Moretti, I., Ghisetti, F., Eschard, R., Micarelli, L., Ghaleb, B., Frank, N., 2004. Kinematics of the Corinth Gulf inferred from calcite dating and syntectonic sedimentary characteristics, *C. R. Geoscience* 336, 281-290.
- Chéry, J., 2001. Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. *Geology* 29, 5, 439-442.
- Collier, R. E. Ll., 1988. Sedimentary facies evolution in continental fault-bounded basins formed by crustal extension: the Corinth Basin, Greece. PhD thesis, University of Leeds.
- Collier, R. E. Ll., Dart, C. J., 1991. Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. *J. Geol. Soc. Lond.* 148, 1049-1065.
- Collier, R. E. Ll., Leeder, M. R., Rowe, P. J., Atkinson, T. C., 1992. Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. *Tectonics* 11, 1159-1167.
- Cornet, F. H., Linh Doan, M., Moretti, I., Borm, G., 2004. Drilling through the active Aigion Fault: the AIG10 well observatory. *C. R. Geoscience* 336, 395-406.
- Dart, C.J., Collier, R.E.Ll., Gawthorpe, R.L., Keller, J.V.A., Nichols, G., 1994. Sequence stratigraphy of (?) Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece, *Mar. Petrol. Geol.* 11, 545-560.
- Davies, R., England, P., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G. 1997. Geodetic strain of Greece in the internal 1892-1992. *J. Geophys. Res.* 102 (B11), 24571-24588.
- De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill L., Collier, R.E.Ll., 2004. Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *C. R. Geoscience* 336, 325-334.
- Dewey, J. F., Sengör, A. M. C., 1979. Agean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, 84-92.
- Dornsiepen, U.F., Manutsoglu, E., Mertmann, D., 2001. Permian-Triassic paleogeography of the external Hellenides. *Paleogeog. Paleoclimat. Paleoecol.*, 172, 327-338.
- Doutsos, T., Kokkalas, S. 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. *J. Struct. Geol.* 23, 455-472.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N., Poulimenos, G., 1988. The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Research* 1, 177-190.
- Doutsos, T., Piper D.J.W., 1990. Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 812-829.

- Doutsos, T., Poulimenos, G., 1992. Geometry and kinematics of activ faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *J. Struct. Geol.* 14 (6), 689-699.
- Dufaure, J.J., 1975. Le relief du Péloponnèse. Thèse d'état Univ. Paris IV, France, 1422 pp.
- Dufaure, J.J., Bousquet, B., Péchoux, P.Y., 1979. Contribution de la géomorphologie à la connaissance du Quaternaire continental grec, en relation avec les études de néotectonique. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. 21, 1, 29-40.
- Flotté, N., Plagnes, V., Sorel, D., Benedicto, A., 2001. Attempt to date pleistocene normal faults of the Corinth-Patras rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications. *Geophysical Research Letters* 28 (19), 3769-3772.
- Flotté, N., Sorel, D., Müller, C., Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics*, 403, 77-94.
- Frydas, D., 1987. Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen von NW-Peloponnes. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.* 5, 274-286.
- Frydas, D., 1989. Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW- und W-Peloponnes, Griechenland. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.* 6, 321-344.
- Gawthorpe, R. L., Sharp, I., Underhill, J.R., Gupta, S., 1997. Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology* 25 (9), 795-798.
- Ghisetti, F.C., Vezzani, L., Agosta, F., Sibson, R., Moretti, I., 2001. Tectonic setting and sedimentary evolution of the south-west margin of the Corinth Rift (Aigion-Xilocastro area), IFP Report no. 562 07.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 2005. Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). *Tectonics* 24 doi: 10.1029/2004TC001696.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *J. Struct. Geol.* 23, 489-506.
- Horvath, F., Berckhemer, H., 1982. Mediterranean back-arc basins, in Berckhemer, H., Hsü, K. J., Alpine-Mediterranean geodynamics: *Geodynamics Research*, v. 7, p. 609-620.
- Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K.O., Kowalczyk, G., Berckhemer, H., Buttner, D., 1978. Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region, In *Alpes, Apennines, Hellenides*, Closs, H., Roeder, D., Schmidt, K.E. (eds), Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 537-564.
- Jackson, J. A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G. C. P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., Virieux, J., 1982. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters* 57, 377-397.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemeant, S., Patriat, M., 1994. 3D kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present, insights from the ductile crust. *Bull. Soc. Geol. France* 165 (3), 195-209.
- Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 187, 95-104.
- Keraudren, B., 1970, 1971, 1972. Les formations quaternaires marines de la Grèce. Thèse d'état. *Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco* 16, 5-153; 17, 87-169; 18, 223-270.
- Keraudren, B., Sorel, D., 1987. The terraces of Corinth (Greece): a detailed record of eustatic sea level variations during the last 500 000 years. *Marine Geology* 77 (1-2), 99-107.
- Kershaw, S., Li Guo, L., Braga, J.C., 2005. A Holocene coral-algal reef at Mavra Litharia, Gulf of Corinth, Greece: structure, history, and applications in relative sea-level change. *Marine Geology* 215 (3-4), 171-192.
- Kontopoulos, N., Doutsos, T., 1985. Sedimentology and tectonics of the Antirion area (Western Greece). *Bull. Geol. Soc. Italia* 104, 479-489.
- Koukouvelas, I. K., Asimakopoulos, M., Doutsos, T., 1999. Fractal characteristics of active normal faults: an example of the eastern Gulf of Corinth, Greece. *Tectonophysics* 308 (1-2), 263-274.
- Koukouvelas, I. K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D., Pavlides, S., 2001. A paleoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *J. Struct. Geol.* 23, 531-543.
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.-L., Lyon-Caen, H., 2004. A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set. *Geophys. J. Int.* 159, 1013-1031.

- Leeder, M. R., McNeill, L. C., Collier, R. E. Ll., Portman, C., Rowe, P. J., Andrews, J. E., 2003. Corinth rift margin uplift: New evidence from Late Quaternary marine shorelines. *Geophysical Research Letters* 30 (12), 131-134.
- Leeder M. R., Portman C., Andrews J. E., Collier R. E. Ll., Finch, E., Gawthorpe, R. L., McNeill L. C., Pérez-Arlucea, M., Rowe, P. J., 2005. Normal faulting and crustal deformation, Alkyonides Gulf and Perachora peninsula, eastern Gulf of Corinth rift, Greece. *J. Geol. Soc. Lond.* 162, 549-561.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 60, 1-42.
- Le Pourhiet, L., Burov, E.B., Moretti, I., 2004. Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (study case in the Gulf of Corinth), *Tectonics* 23, TC4005.
- Lykousis, V., Sakellariou, D., Moretti, I., Kaberi, H., 2003. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: sequence stratigraphy, fault-slip and subsidence rates. *Marine Geology*, submitted for publication.
- Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F., Patau, G., 2004. First results of the CRLN seismic array in the western Corinth rift: evidence for old fault reactivation. *C. R. Geoscience* 336, 395-406.
- Malarte, F., Ford, M., Williams, E.A., 2004. Preliminary biostratigraphy and 3D lithostratigraphy of the Vouraikos Gylbert-type fan delta. Implications for the evolution of the Gulf of Corinth, Greece. *C. R. Geoscience* 336, 269-280.
- McNeill, L.C., Collier, R.E.Ll., 2004. Footwall uplift rates of the Eastern Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *J. Geol. Soc. Lond.* 161, 81-92.
- McNeill, L.C., Cotterill, C.J., Henstock, T.J., Bull, J.M., Stefatos, A., Collier, R.E.Ll., Papatheoderou, G., Ferentinos, G., Hicks, S.E., 2005. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology* 33, (4), 241-244; doi: 10.1130/G21127.1
- Micarelli, L., Moretti, I., Daniel, J.M, 2003. Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth - Greece. *Journal of Geodynamics*, 36, 275-303.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: a half graben ? *Journal of Geodynamics*. 36, 323-340.
- Moretti, I., 2004. Asymmetry of the early rift structures: a comparison between the Gulf of Suez and the Gulf of Corinth. *Bolletino Society Geologica Camerino*, Special issue 2004, Piccardi and Tondi Eds, Edimon E. p 105-111.
- Nyst, M., Thatcher, W., 2004. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean., *J. Geophys. Res.* 109, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- Ori, G. G., 1989. Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology* 17, 918-921.
- Ori, G.G., Roveri, M., Nichols G., 1991. Architectural patterns in large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece, In Miall A.D. & Tyler N. (eds.), *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, SEPM, Concept in Sedimentology and Paleontology, 207-216.
- Patton, T.L., Moustafa, A.R., Nelson, R.A., Abdine, S.A., 1995. Tectonic evolution and structural setting of the Suez Rift, in Landon, S.M., ed, *Interior rift basins*; AAPG Mem. 59, 7-55.
- Papazachos, B. C., Comninakis, P. E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean area. *J. Geophys. Res.* 76, 8517-8533.
- Pham, V.N., Bernard, P., Boyer, D., Chouliaras, G., Mouel, J.L.L., Stavrakakis, G.N., 2000. Electrical conductivity and crustal structure beneath the central hellenides around the Gulf of Corinth (Greece) and their relationship with the seismotectonics. *Geophys. J. Int.* 142, 948-969.
- Poulimenos, G., 1993. Tectonics and sedimentation in the western Corinth graben, Greece. *Neues Jahrbuhr für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen* H10, 607-630.
- Poulimenos, G., Zelilidis, A., Kontopoulos, N., Doutsos, T., 1993. Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift, Greece. *Basins research* 5, 179-192.
- Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Fontugne, M., Arnold, M., 2004. Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). *Marine Geology* 212, (1-4), 35-44.

- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., Lyon-Caen, H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the gulf of Corinth: Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes: *Geophysical Research Letters* 23, 1817-1820.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makioupoulos, K., Papadimitriou, P., Kassaras, I., 1996. A microseismic study of the western part of the Gulf of Corinth [Greece]: implications for the large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.* 126, 663-688.
- Roberts, G. P., Gawthorpe, R. L., Stewart, I. 1993. Surface faulting within active normal fault-zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. suppl.* -Bd. 94, 303-328.
- Roberts, G. P. 1996. Non-characteristic normal faulting surface ruptures from the gulf of Corinth Greece. *J. Geophys. Res.* 101 (25), 255-267.
- Roberts, G. P., Koukouvelas, I. 1996. Structural and seismological segmentation of the gulf of Corinth fault system: implication for models of fault growth. *Annali di geofisica* XXXIX(3), 619-646.
- Sakellariou, D., Lykousis, V., Papanikolaou, D., 2001. Active faulting in the Gulf of Corinth, Greece. 36th CIESM Congress Proceedings 36, 43.
- Schröder, B., 1975. Bemerkungen zu marinen Terrassen des Quatars im NE-Peloponnes, Griechenland: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 148-161.
- Seeger, M., Alexander, J., 1993. Distribution of Plio-Pleistocene and Modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece, In: Frostick L.E. & Steel R.J. (eds.), *Tectonic controls and signatures in sedimentary successions*, Int. Ass. Sediment., Sp. Pub. 20, 37-48.
- Shackleton, N. J., Berger, A., Peltier, W. R., 1990. An alternate astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 81, 251-261.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still active detachment fault and the origin of Corinth Patras Rift, Greece. *Geology*, 28, 83-86.
- Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M., Collier R. E. Ll., 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth; their seismotectonic significance. *Basin Research* 14, 487-502.
- Stiros, S.C., Pirazzoli, P., 1998. Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece: tectonics earthquake, archaeology. *Guidebook for the Gulf of Corinth Field Trip*, 14-16 September 1998. Patras University, Greece, Patras.
- Symeonidis, N., Theodorou, G., Schutt, H., Velitzelos, E., 1987. Paleontological and stratigraphic observations in the area of Achaia and Etoloakarnania W-Greece. *Ann. Geol. Pays Hell.* 38, 317-353, Athens.
- Tselentis, G.A., Makropoulos, K., 1986. Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity. *Tectonophysics* 24, 55-61.
- Ulicny, D., Nichols, G., Waltham, D., 2002. Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models. *Basin Research* 14, 347-360.
- Vita-Finzi, C., 1993. Evaluating late quaternary uplift in Greece and Cyprus. In Prichard, H. M. et al., eds., *Magmatic Processes and plate tectonics*. Geological Society (London) Special Publication 76, 417-424.
- Vita-Finzi, C., King, G. C. P., 1985. The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. *Philos. Trans. R. Soc. London A314*, 379-407.
- Westaway, R., 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics* 348, 269-318.
- Xypolias, P., Koukouvelas, I.K., 2001. Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenids, Greece). *Tectonophysics* 338, 59-77.
- Zelilidis, A., Kontopoulos, N., 1996. Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Meso-hellenic though, Central Greece. *Sedimentology* 43, 253-262.
- Zelilidis, A., 1998. Xerias River evolution in relation to the geological background of the Corinth basin and its flooding in 12/01/1997. *Bull. Geol. Soc. Greece* 32 (1) , 277-286.
- Zelilidis, A., 2000. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*, 35, 69-85.

Fig. 1. (a): Regional setting of the Gulf of Corinth. (b): Structural map of the Gulf of Corinth and studied area, modified from [Armijo et al. \(1996\)](#), [Sakellariou et al. \(2001\)](#), [Stefatos et al. \(2002\)](#) and [Moretti et al. \(2003\)](#). Onshore fault pattern after [Jackson et al. \(1982\)](#), [Doutsos and Poulimenos \(1992\)](#), [Koukouvelas et al. \(2001\)](#), [Ghisetti et al. \(2001\)](#) and data of this study. Dof: Doumena Fault, PMf: Pirgaki-Mamoussia Fault, Hf: Helike Fault, Af: Akrata Fault, Df: Derveni Fault, Vf: Valimi Fault, Xf: Xerovouni Fault, Kf: Killini Fault, Mf: Mavro Fault, Ef: Evrostini Fault, Xyf: Xylokastro Fault. Stratigraphic data from 1: [Frydas \(1987, 1989\)](#), 2: [Malartre et al. \(2004\)](#), 3: [Vita-Finzi \(1993\)](#), 4: [Keraudren and Sorel \(1987\)](#), 5: [Collier and Dart \(1991\)](#).

Fig. 2. Structural map of the Akrata-Derveni area showing principal faults and fault orientation data. The Phyllite-Quartzite nappe boundary is modified from [Xypolias and Koukouvelas \(2001\)](#). Stereographic plots are on lower hemisphere, equal area projections showing major normal faults (heavy solid great circles), secondary normal faults (light solid great circles), normal listric faults (dashed great circles) and grooves and striations (arrows). Data are from an area of 5 km radius from the centre of each stereonet. Stereoplot 1: 47 faults; stereoplot 2: 56 faults; stereoplot 3: 68 faults; stereoplot 4: 48 faults; stereoplot 5: 56 faults; stereoplot 6: 30 faults.

Fig. 3. Panoramic views of some key features of the Akrata-Derveni area. (A) Major onlap of alluvial fan facies onto carbonate basement, sealing the major border fault (Killini Fault) in the northern part of the Feneos area. (B) Synclinal structure and tilting associated with the major border fault in the northern part of the Feneos area. (C) View of the Mavro alluvial fan and the Mavro normal listric Fault with a roll-over anticline in the Mavro alluvial fan sequence in the hangingwall. (D) Major steep fault and tilted-block in the Krathis valley. (E) Evrostini giant Gilbert fan delta (Middle Group) overlying the Lower Group. B: Basement, A: Alluvial fan conglomerate, AB: Alluvial fan to braided river conglomerates, FL: Fluvio-lacustrine system, F: Fan delta Foreset, T: Turbidite, offshore and lacustrine deposits. See locations on Fig. 1.

Fig. 4. Composite stratigraphic section for the Derveni-Evrostini area. Lower Group age : [Kontopoulos and Doutsos \(1985\)](#), [Frydas \(1987, 1989\)](#), [Zelilidis \(1998\)](#). Middle Group age: [Poulimenos et al. \(1993\)](#),

Zelilidis and Kontopoulos (1996), Symenodis et al. (1987), Malartre et al. (2004). Upper Group age: Keraudren and Sorel (1987), McNeil and Collier (2004). See location on Fig. 1.

Fig. 5. Synthetic cross section summarising the main features of syn-rift stratigraphy. Vertical scale of the erosive basal contact is exaggerated for legibility.

Fig. 6. Geological map of the Akrata-Derveni area. The mapped units correspond to lithological and facies association groups. The Middle Group is subdivided into a southern unit corresponding to the Killini fan delta and the Xerovouni proximal facies, and a northern unit corresponding to the Mavro, Evrostini, Ilias, Prioni, Platanos fan deltas. Proximal and distal facies associations have also been drafted to illustrate basin polarity. Double solid lines represent main roads.

Fig. 7. (a) Paleocurrent data from the Exochi Conglomerate and the Valimi Formations. The easternmost rose diagrams with 53 and 59 data are from a section localised 5 km to the east. (b) Paleocurrent data from the Aiges Formation and the Middle Group. K: Killini fan delta, M: Mavro fan delta, E: Evrostini fan delta, I: Ilias fan delta, Pr: Prioni fan delta, Pl: Platanos fan delta. Paleocurrents were measured on current ripples, cross-stratifications, pebble imbrications, grooves, and channel axis and are tilt corrected.

Fig. 8. Geomorphological features of the Akrata-Derveni area. (A) Interpreted panoramic view of the SE side of the Evrostini fan delta viewed from the Mavro Oros showing the red soil-covered plateau cut by a N-S oriented perched valley (C) and the red slope deposits (D) in the Derveni valley. (B) Interpreted panoramic view of the NE-SW oriented segment of the Olvios river. (C) Perched valley cutting across the Evrostini fan delta topsets and plateau (located in A). (D) Red slope deposit (reddish "Rissian" slope and terraces deposits) developed on the paleoslope of the Evrostini fan delta (arrow) (located in A). See location on Fig. 1.

Fig. 9. Three regional cross sections showing major faults and syn-rift sedimentary architecture in the Akrata-Derveni area, located on inset map. Construction was based on detailed mapping, panorama interpretation and measured stratigraphic sections as indicated on each section. Measured sections i, m

and o are projected onto section 3. HF: Helike Fault, PM-AF: Pirgaki-Mamoussia and Akrata Fault segment, VF: Valimi Fault, XF: Xerovouni Fault, KF: Killini Fault, MF: Mavro Fault, EF: Evrostini Fault, DF: Derveni Fault.

Fig. 10. Proposed paleogeographic and tectono-sedimentary evolution for the Akrata-Derveni area from deposition of the Exochi Formation (1) to deposition of the Upper Group (5). The three main fault blocks represent the Killini block (S), the Mavro block and the Valimi block (N). A vertical exaggeration of x4 is used to make the legibility easier.

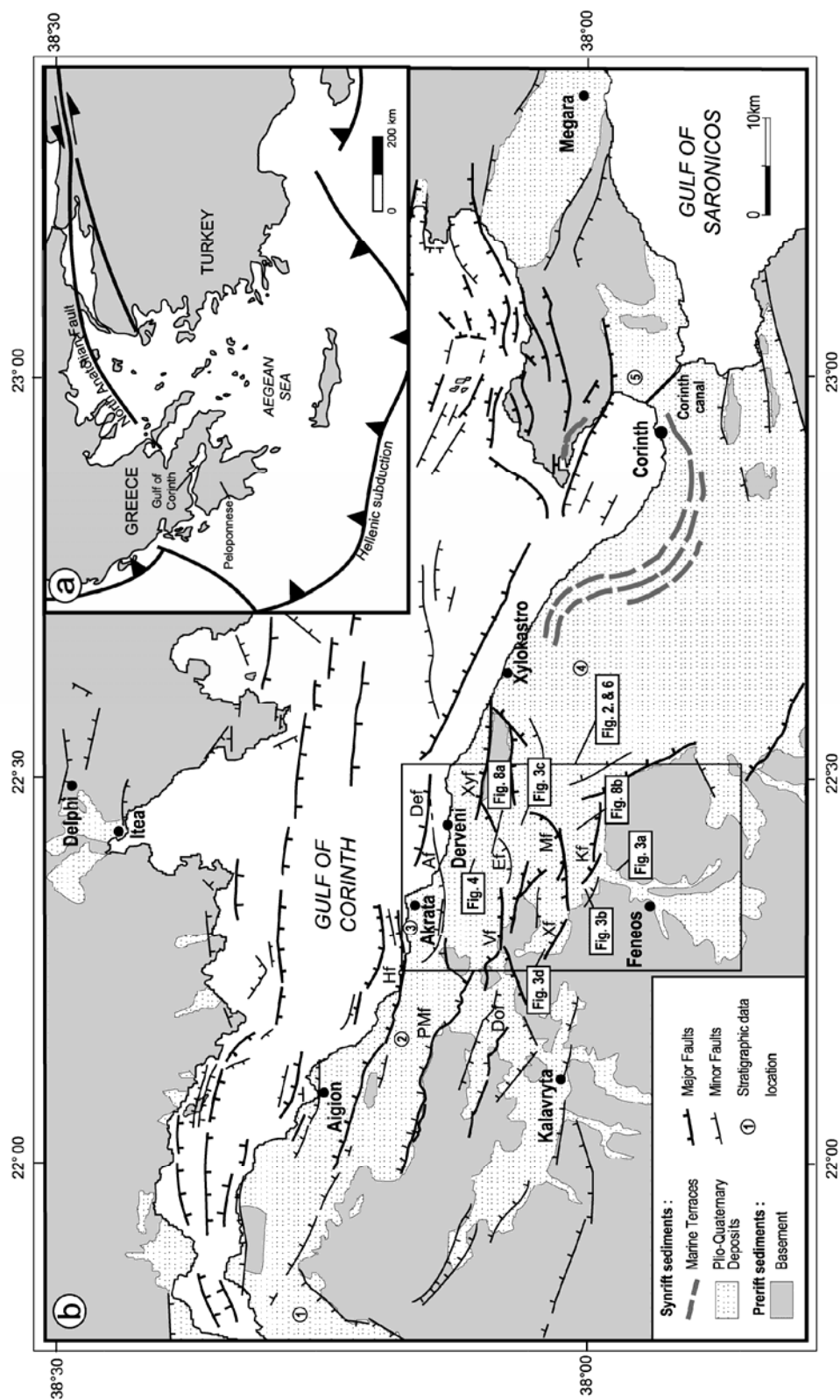


Figure 1

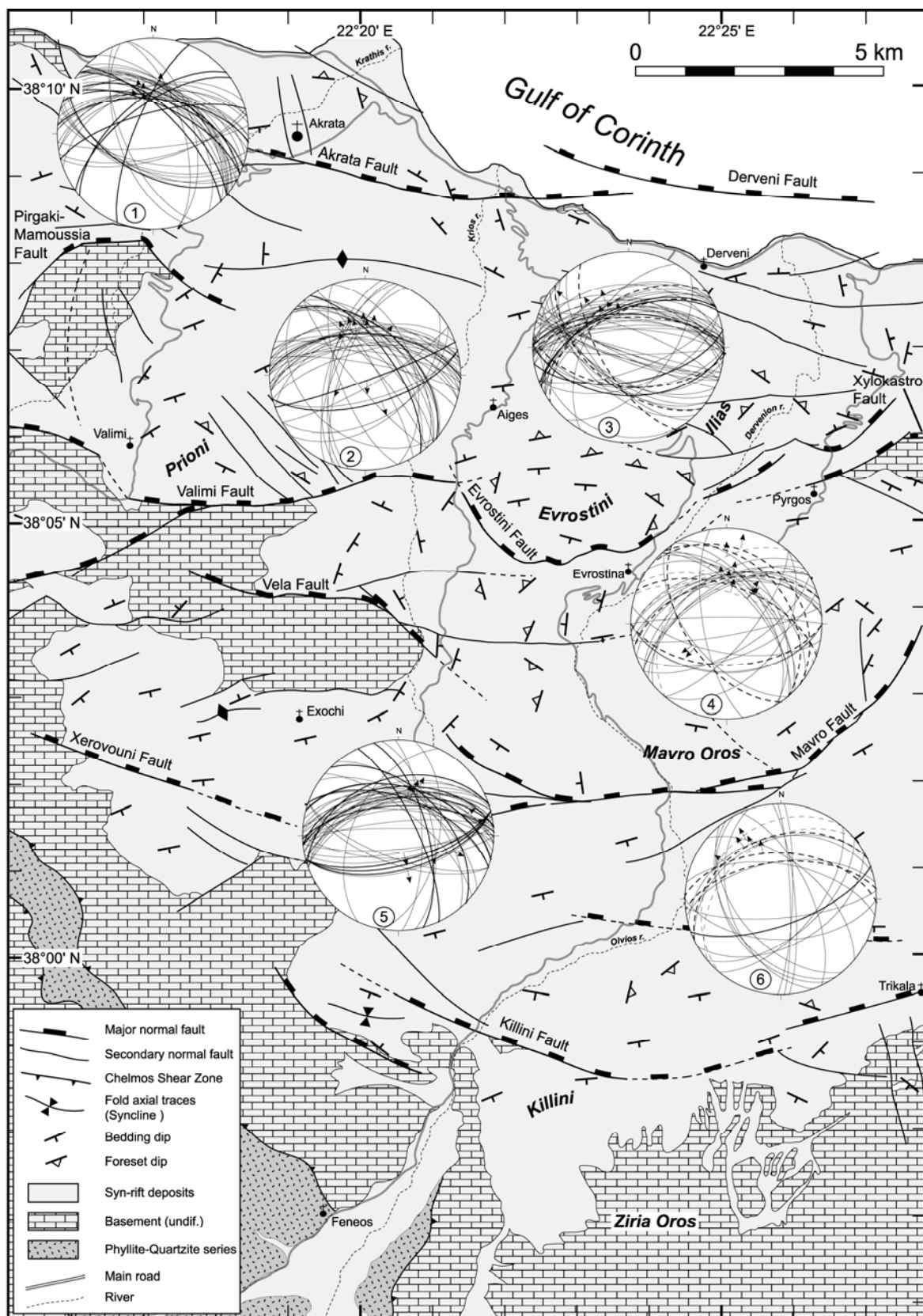


Figure 2

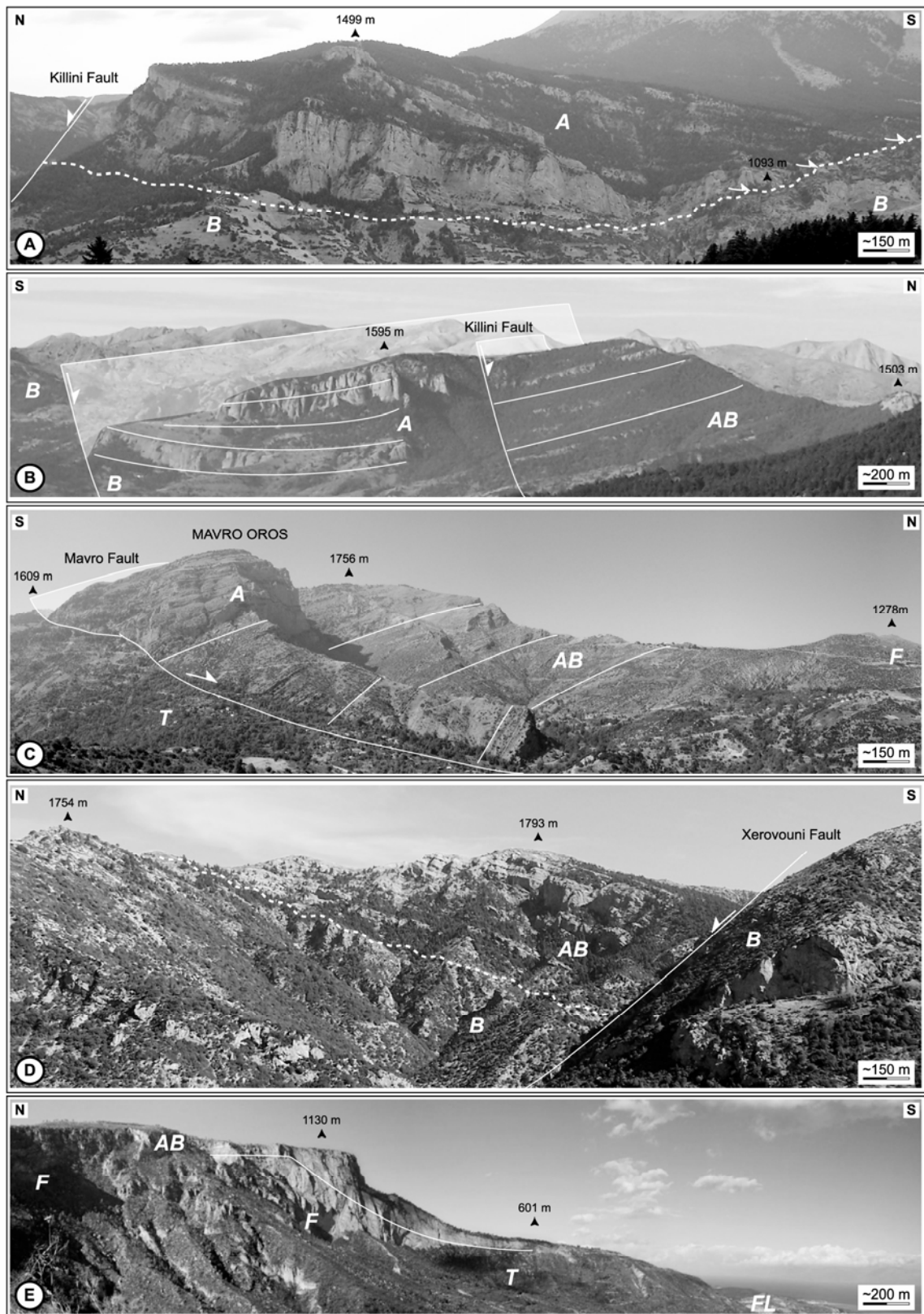


Figure 3

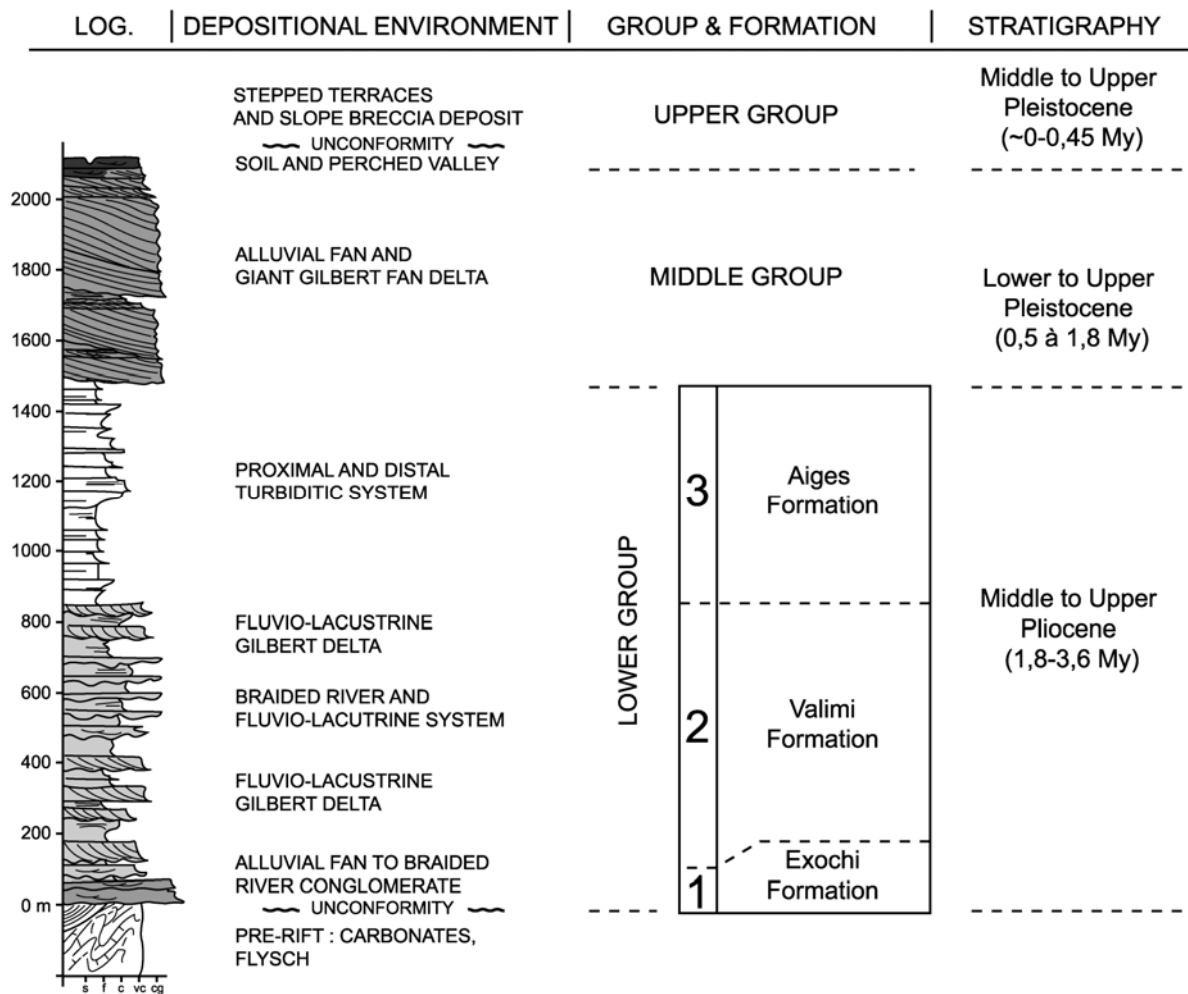


Figure 4

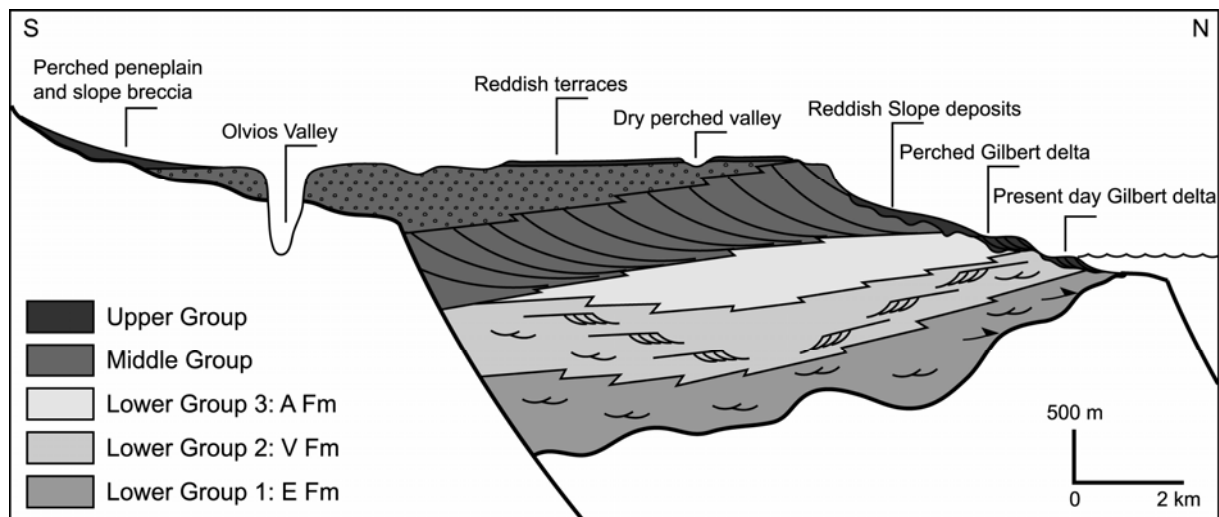


Figure 5

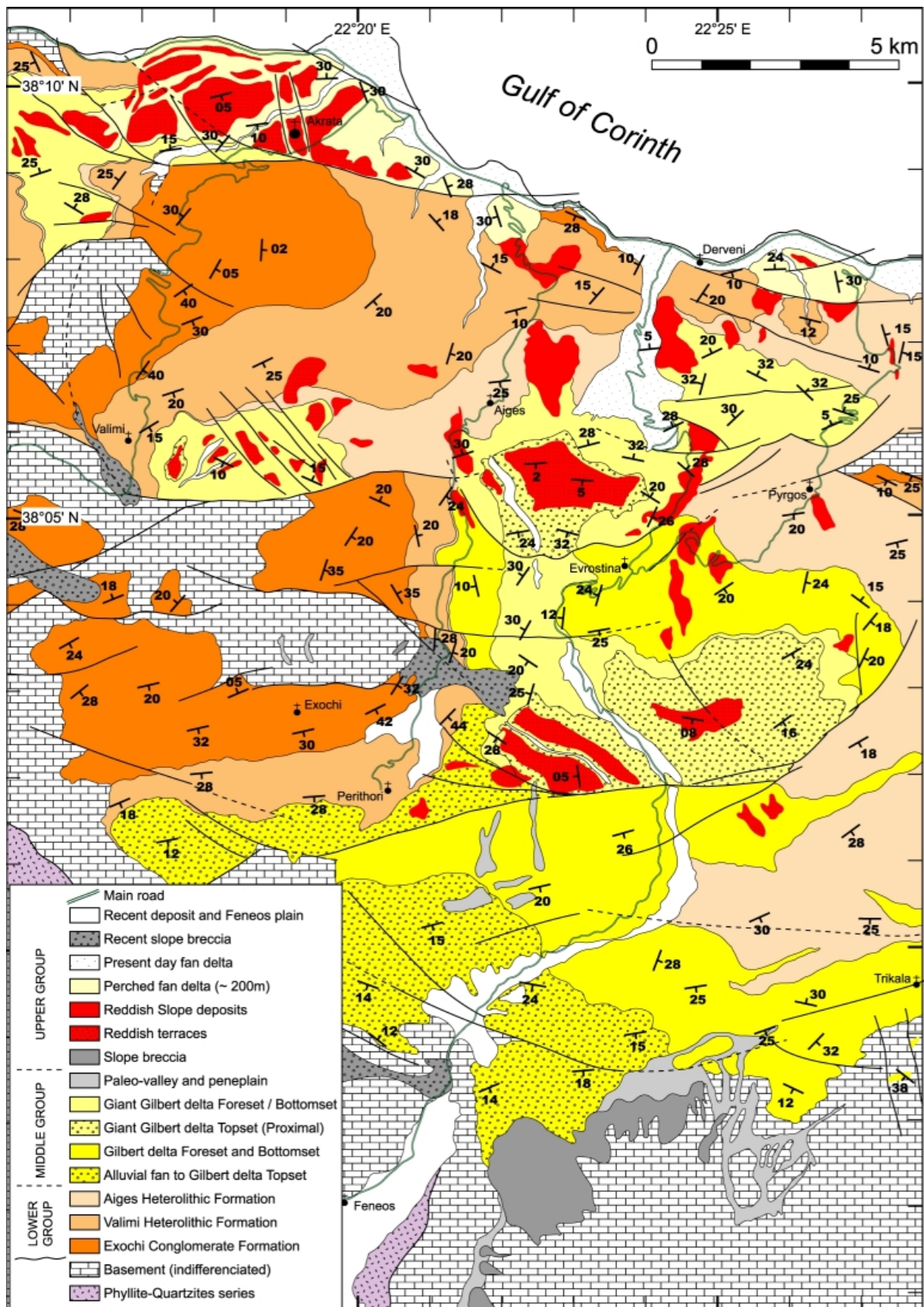


Figure 6

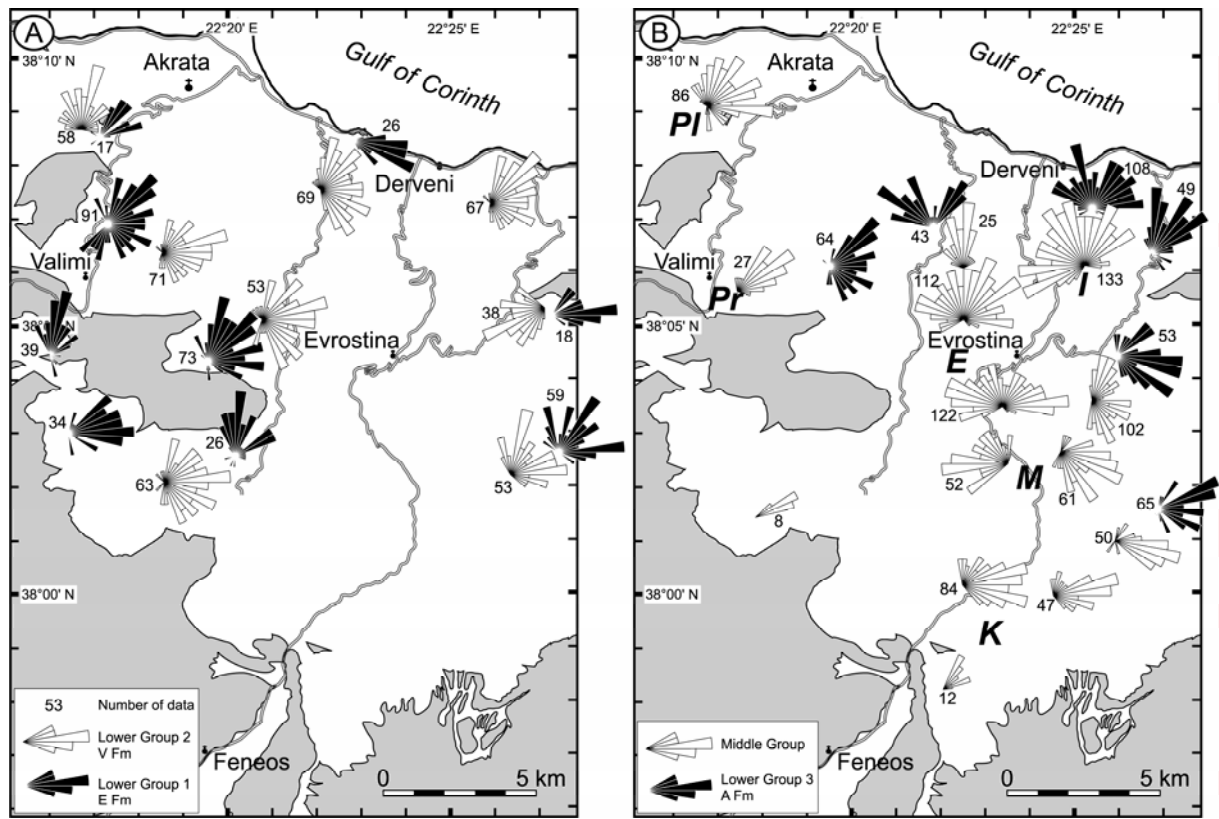


Figure 7

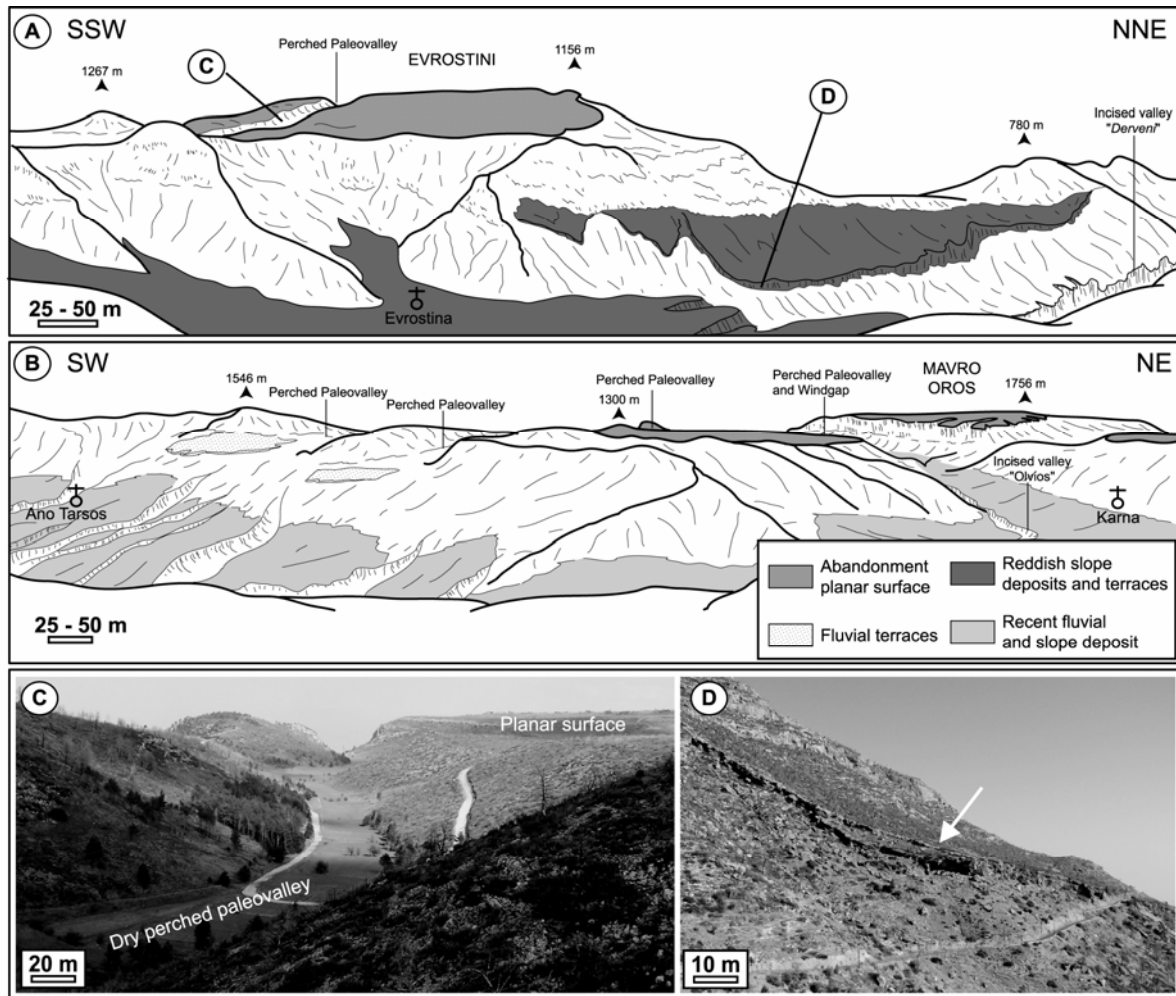


Figure 8

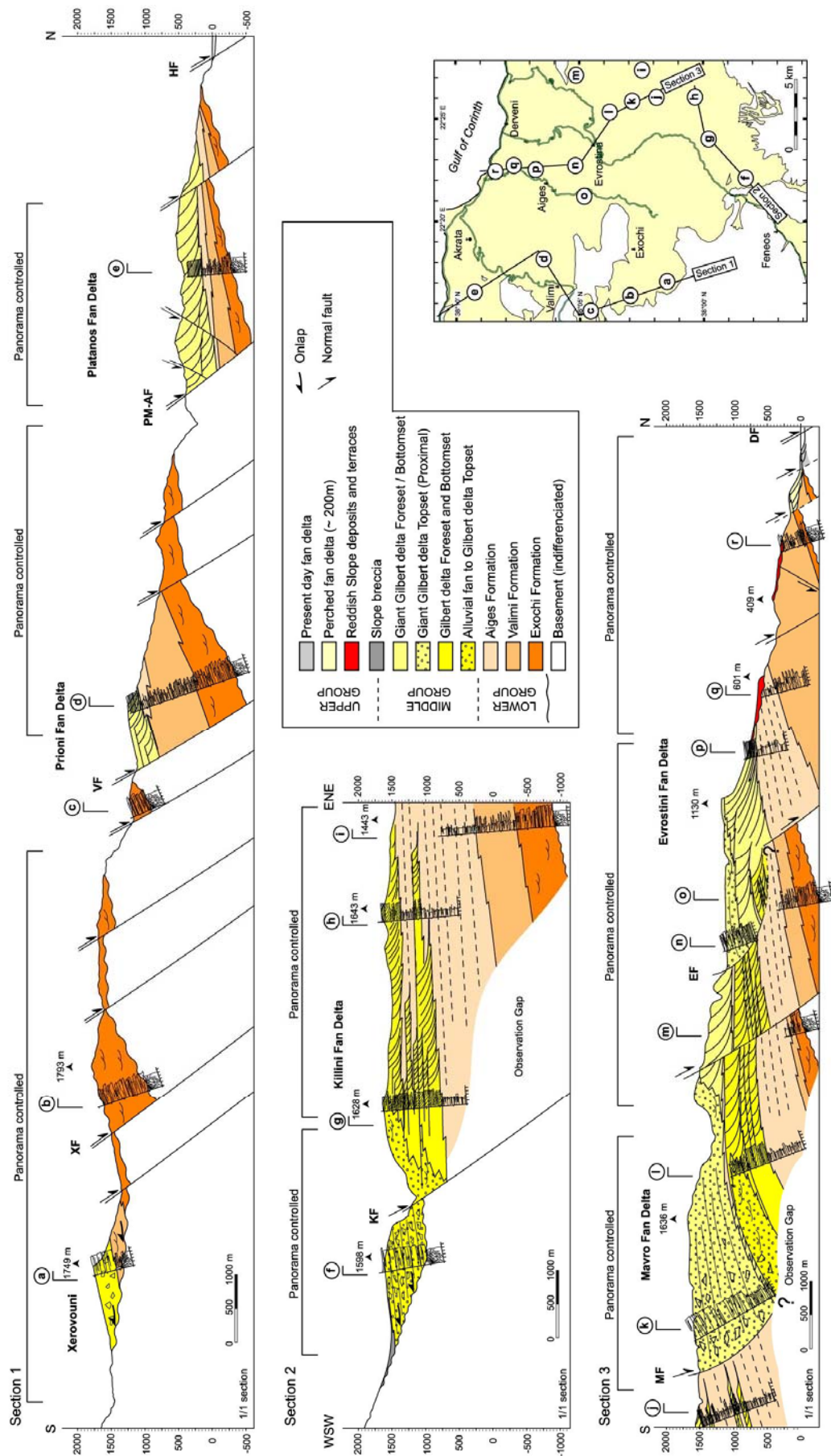


Figure 9

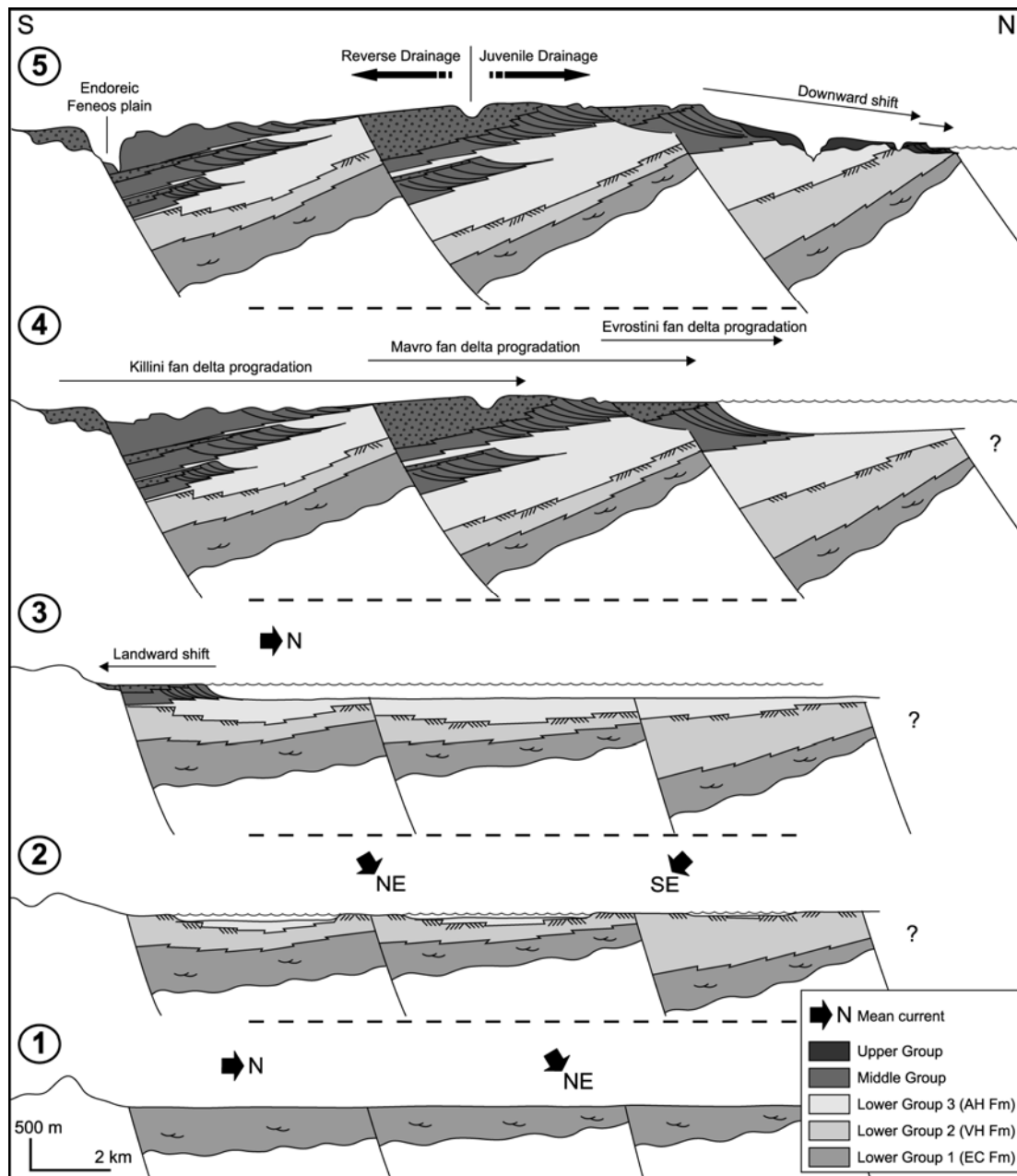


Figure 10

II . 5. Approches complémentaires

D'autres analyses ont été effectuées au cours de cette thèse pour améliorer le modèle d'âge (RX sur les sols rouges), le modèle d'évolution (Rock-Eval6 pour caractériser l'enfouissement et les environnements de dépôt), le modèle de faciès (carotte du remplissage récent MD124), et la caractérisation des failles (RX), **qui sont présentées en annexe**. De même, le positionnement des échantillons, les colonnes lithologiques, la carte géologique sont reportées en Annexe.

Les différentes approches menées lors de l'étude de terrain ont permis de restaurer l'architecture stratigraphique de la marge sud du golfe de Corinthe et de proposer un modèle d'âge (cf. les trois articles). Complété avec les données issues de la bibliographie, l'ensemble de ce travail permet de réunir une base de données où le contexte eustatique, le contexte climatique, l'évolution de la végétation sont bien contraints en relation avec un modèle d'évolution tectono-sédimentaire dans un rift actif.

Malgré cette base de données probablement unique en son genre, de nombreuses questions restent en suspens. **La quantification de flux sédimentaire et le modèle d'âge sont deux points clés qui ne peuvent être abordés qu'à l'aide d'une approche complémentaire de type simulation stratigraphique.**

Ensuite, **les paramètres de contrôle du flux sédimentaire, leur impact sur l'architecture stratigraphique** sont des points essentiels qui **ne peuvent être quantifiés qu'à l'aide d'approches complémentaires de type simulation stratigraphique et/ou modélisation expérimentale.**

Ceux sont les deux choix qui ont été fait afin de qualifier et quantifier la variabilité de flux sédimentaire et de son impact sur l'architecture stratigraphique, aussi bien à l'échelle du corps sédimentaire (cône alluvial ou fan delta) qu'à l'échelle du remplissage du rift.

III . Modélisation numérique : simulation stratigraphique

L'étude de terrain a permis d'établir un modèle d'évolution chronostratigraphique et structurale de la marge sud du golfe de Corinthe, ainsi qu'un modèle sédimentologique haute résolution des Gilbert-type fan deltas. A ce stade, les facteurs de contrôle des géométries et de l'architecture stratigraphique ne peuvent être discutés que de manière théorique et ne peuvent être quantifiés. L'approche numérique se révèle donc nécessaire, avec trois principaux objectifs :

- **Valider le modèle d'évolution chronostratigraphique et structurale,**
- **Discuter des facteurs de contrôles de l'architecture stratigraphique** à l'échelle de remplissage du rift et à l'échelle des corps sédimentaires,
- **Quantifier les flux sédimentaires** et leur évolution dans le temps.

Ce chapitre débute avec une synthèse des travaux consacrés au golfe de Corinthe, basés sur une approche numérique, qui est ensuite suivie par un rapide descriptif du simulateur stratigraphique DIONISOS. Le corps de ce chapitre s'organise autour de (1) la présentation des données d'entrée des modélisations, puis (2) de la présentation des tests de sensibilité et résultats préliminaires, avant d'aborder (3) les résultats et apports de cette approche numérique.

III . 1. Les travaux numériques antérieurs consacrés au golfe de Corinthe

Aucune étude ne s'est pour l'instant intéressée à la restauration de l'architecture stratigraphique de la marge sud du golfe de Corinthe par méthode numérique. Par contre, quatre articles majeurs ont été consacrés à la restauration des géométries observées dans les Gilbert-type fan deltas géants, afin de déduire les facteurs de contrôle de ces géométries (Hardy et al., 1994 ; Ritchie et al., 1999 ; Ulicny et al., 2002 ; Gawthorpe et al., 2003 ; *Tableau III-1*).

Toutes ces approches reposent sur les travaux de Waltham (1992) qui ont permis de développer différents codes numériques comme celui de Nichols & Waltham (1997, 2D CONG), ou celui de Hardy & Gawthorpe (1998). Ces modèles reposent sur une équation de modélisation directe (cf. Waltham, 1992) se rapprochant d'une loi de diffusion.

Que ce soit en 2D (Hardy et al., 1994) ou en 3D (Ritchie et al., 1999 ; Gawthorpe et al., 2003), l'objectif de ces modélisations était de documenter l'évolution des Gilbert-type fan deltas géants en relation avec l'activité des failles. Ces travaux ont été réalisés dans un cadre théorique et ne cherchent pas à restaurer fidèlement les architectures des corps sédimentaires. Ils proposent plutôt une explication au développement de certaines géométries, principalement en relation avec les variations eustatiques et les variations de taux de subsidence dans le temps et l'espace. Hardy et al. (1994) soulignent alors la difficulté d'inverser les architectures sédimentaires pour en déduire leurs facteurs de contrôle.

Suite aux modélisations précédemment présentées (e.g. Hardy et al., 1994 ; Ritchie et al., 1999), Ulicny et al. (2002) proposent une approche complémentaire afin de mieux contraindre l'influence de la bathymétrie initiale sur l'architecture des corps affleurant sur la marge sud du golfe de Corinthe. Il a été ainsi démontré que le développement de ces Gilbert-type fan deltas géants nécessitait une bathymétrie initiale non négligeable (100-300 m) et que l'architecture stratigraphique de ces corps enregistrait bien les fluctuations eustatiques du Pléistocène.

Ces différentes approches sont intéressantes car elles indiquent l'ordre de grandeur de certains paramètres importants, comme le coefficient de diffusion ou le flux sédimentaire. Néanmoins, elles ne reproduisent en aucun cas l'architecture des Gilbert-type fan deltas géants, et encore moins l'architecture de l'ensemble du remplissage de la marge sud du golfe de Corinthe. L'objectif du travail présenté ici est justement de quantifier les paramètres de contrôle permettant de restaurer au mieux l'architecture

stratigraphique établie à partir de l'étude de terrain, à l'échelle du rift comme à l'échelle des corps sédimentaires (Gilbert-type fan delta).

	Modélisation 2D	
	Hardy et al., 1994	Ulicny et al., 2002
Modèle	4 km	6 km
Maille		25 m
Physiographie initiale	bathymétrie 20 m	bathymétrie 100 m, 200 m et 400 m
Temps	300 ky, dt = 25 ky 500 ky, dt = 25 ky	300 ky, dt = 1 ky
Eustatisme	3 courbes théoriques : période 100 ky, amplitude 40 m période 100 ky, amplitude 20 m période 50 ky, amplitude 80 m	courbe théorique combinée : période 100 ky + 20 ky amplitude 80 m + 15 m
Subsidence	Différents tests de 0,5 m/kyr à 4,25 m/kyr	Test A - homogène : 1 m/kyr Test B - homogène : 2 m/kyr
Flux sédimentaire	Différents tests de 2 à 5,5 m ² /yr	constant : 8 m ² /yr (sable + argile)
Coefficient de diffusion	Distance de transport : 2 km pour les sables fins et les argiles 1 km pour les sables moyens 0,2 km pour les sables grossiers	Distance de transport : 6 km pour les argiles 0,4 km pour les sables

	Modélisation 3D	
	Ritchie et al., 1999	Gawthorpe et al., 2003
Modèle	4 x 6 km	10 x 12 km
Maille	40 x 40 m	40 x 40 m
Physiographie initiale	Test1 : pente 2,15° Test2 : bathymétrie 20m et pente 0.7°	bathymétrie 50 m
Temps	200 ky, dt = 20 ky	110 ky, dt = 20 ky
Eustatisme	courbe théorique : période 100 ky amplitude ± 25 m	courbe théorique : période 110 ky amplitude -120 m
Subsidence	Test 1 - accroissement linéaire : 0 m/kyr au point source 0,5 m/kyr en partie distale Test2 - homogène : 0,5 m/kyr	décroissance linéaire : 0,5 m/kyr en pieds de faille 0 m/kyr en nez de bloc et en terminaison de faille
Flux sédimentaire	constant : 960 m ³ /yr	constant : 1600 et 6400 m ³ /yr
Coefficient de diffusion	4 m ² /yr	10 m ² /yr

Tableau III-1 : Synthèse des paramètres utilisés par les travaux numériques antérieurs à notre étude, consacrés au Gilbert-type fan deltas du golfe de Corinthe.

III . 2. Quel type de modélisation numérique ?

Les approches numériques qui permettent de modéliser le remplissage sédimentaire d'un bassin sont soit stochastiques, soit déterministes. Les modèles stochastiques reposent sur la notion de probabilité et ont été appliqués dans de nombreux contextes afin d'illustrer la répartition spatiale de différents faciès (e.g. Leeder, 1978 ; Allen, 1978 ; Ravenne & Buckner, 1988 ; Doligez et al., 1999). A l'inverse, les modèles déterministes reposent sur des lois théoriques ou empiriques qui traduisent la reproductibilité spatiale et temporelle de chaque événement. C'est dans ce cadre - les modèles déterministes - que ce travail de thèse s'inscrit.

Les modèles déterministes peuvent être eux-mêmes subdivisés en deux groupes ; les modèles géométriques et les modèles dynamiques. Les modèles géométriques reposent sur un profil de dépôt *a priori* et sont principalement développés en 2D. Les modélisations déterministes géométriques se sont progressivement perfectionnées afin de représenter des motifs stratigraphiques de plus en plus détaillés (e.g. modèle SEDPAK de Kendall et al., 1991 ; modèle PHIL de Bowman & Vail, 1992 ; modèle SEQUENCE de Steckler, 1999). Néanmoins, ces modélisations ne prennent pas en compte l'évolution dynamique du bassin sédimentaire et du profil de dépôt (pente imposée par l'utilisateur) en réponse à un forçage externe comme une variation de la subsidence. Les modélisations dynamiques sont alors la solution alternative se basant sur des lois physiques du transport.

Une première sous-classe de modèles dynamiques correspond aux modèles particuliers qui reposent sur des lois de l'hydraulique (type Navier-Stokes). Ces modèles sont principalement utilisés sur des échelles de temps courtes (du jour à la dizaine d'année) et d'espace réduites (e.g. modèle SEDIM de Tetzlaff & Harbaugh, 1989 ; modèle WAVE de Martinez & Harbaugh, 1993). La seconde sous-classe de modèles dynamiques correspond aux modèles paramétriques qui reposent sur des lois moyennant les processus de transport. La plupart de ces modèles utilisent une équation de diffusion reliant flux sédimentaire, pente, flux d'eau et coefficient de diffusion (e.g. Culling, 1960 ; Kenyon & Turcotte, 1985 ; Syvitski et al., 1988 ; Paola et al., 1992 ; Granjeon, 1997). Ces modèles ont fait leur preuve dans de nombreux environnements de dépôt en permettant l'adaptation dynamique du profil de dépôt et de la distribution de faciès en réponse aux variations d'accommodation et de flux sédimentaire.

Les modèles dynamiques diffusifs sont probablement les plus performants pour simuler l'architecture stratigraphique des bassins sédimentaires à des échelles de temps et d'espace géologiques (e.g. Granjeon, 1997 ; Paola, 2000). Le modèle DIONISOS, développé par l'IFP (Granjeon, 1997 ; Granjeon & Joseph, 1999), sera donc utilisé au cours de ce travail pour quantifier les flux sédimentaires et l'enregistrement stratigraphique sur la marge sud du golfe de Corinthe.

III . 3. DIONISOS

DIONISOS (Diffusion Oriented - Normal and Inverse - Simulation Of Sedimentation) est un logiciel de simulation stratigraphique qui permet de modéliser le remplissage d'un bassin sédimentaire où les processus responsables du transport des sédiments respectent une loi de diffusion (combinée à de l'advection). Cette loi relie le flux de sédiments Q qui s'écoule à la surface du sol en chaque point du bassin à la pente du sol et au flux d'eau s'écoulant à la surface du sol (Granjeon, 1997). La pente du sol caractérise l'énergie motrice de l'écoulement de l'eau, issue de la transformation de son énergie potentielle (ou gravitaire) en énergie cinétique. Le flux d'eau caractérise la capacité de transport de l'eau. Le flux de sédiments est relié à ces deux paramètres principaux par le biais du coefficient de diffusion qui caractérise l'efficacité moyenne du transport pour un environnement donné et dépend de la dynamique impliquée (fluviale, tidale ou de vagues).

Les quantités de sédiments déposés ou érodés en chaque point du bassin sont calculées en couplant cette loi de transport au principe de conservation de la masse. Le modèle est applicable en deux ou trois

dimensions et peut simuler le transport d'une seule ou de plusieurs lithologies ayant des comportements physiques différents. L'équation de la loi de diffusion utilisée dans DIONISOS est ainsi de la forme :

$$Q_i = -v_i K_i (\varphi_{eau}) \frac{\partial h}{\partial x}$$

Avec Q_i le flux de sédiment de la lithologie i (en m^2/s), v_i la teneur en lithologie i (adimensionnelle), K_i le coefficient de diffusion de la lithologie i (en m^2/s), φ_{eau} le flux d'eau, $\partial h/\partial x$ le gradient d'élévation (pente du sol).

DIONISOS permet de restaurer la paléobathymétrie de dépôt et la teneur lithologique moyenne (rapport sable-argile-carbonate) du matériel déposé en trois dimensions au cours du temps. La géométrie moyenne des unités sédimentaires et l'évolution des faciès à l'intérieur de celles-ci sont ainsi prédites à chaque intervalle de temps testé.

DIONISOS est basé sur une physique simplifiée qui permet de simuler le transport des sédiments à grande échelle (Granjeon, 1997). Ce transport ne représente qu'une moyenne de l'ensemble des processus sédimentaires. Les conditions d'application du modèle sont donc limitées : (1) à des échelles de temps de la dizaine de milliers à la dizaine de millions d'années : le modèle ne peut reproduire les effets d'un événement ponctuel (crue, tempête), (2) à des échelles d'espace de l'ordre de la dizaine au millier de kilomètres : le modèle ne peut pas reproduire la construction d'un élément sédimentaire (dune, levée, méandre), (3) aux processus pouvant être décrits par une équation de diffusion : le modèle ne prend pas en compte les processus hydrodynamiques (incision, migration de méandres).

Le simulateur stratigraphique DIONISOS a fait ses preuves dans le secteur pétrolier avec des applications dans des environnements de dépôt nombreux et variés (plateforme carbonatée, système deltaïque, système turbiditique). En recherche plus fondamentale, il a aussi montré tout son intérêt avec par exemple la mise en évidence de cyclicités à 100 ka dans le Quaternaire du golfe du Lyon (Rabineau, 2001 ; Rabineau et al., 2005), ou avec la quantification et l'illustration de la distorsion du signal sédimentaire (Robin et al., 2005).

III . 4. Stratégie et calages des paramètres des simulations stratigraphiques

III. 4. 1. Stratégie

Les simulations numériques DIONISOS nécessitent de définir les paramètres d'entrée du modèle et leur évolution au cours du temps. Les paramètres quantifiables à partir du modèle sédimentologique et chronostratigraphique préalablement établi sont : (1) les **rapports en proportions lithologiques** et leur **granulométrie moyenne**, (2) les **paléobathymétries** et les **pentés de dépôts**, (3) l'**accommodation** (subsidence + eustatisme), (4) le **flux sédimentaire**.

Certains de ces paramètres sont bien contraints, comme les rapports lithologiques ou les paléobathymétries, alors que **d'autres le sont moins** en raison d'incertitudes sur le modèle d'âge (subsidence, eustatisme, flux sédimentaire). Aussi, l'approche par essai-erreur permet de tester les ordres de grandeur des paramètres les moins bien contraints afin de valider le modèle d'âge, et par là même, les vitesses de subsidence et les flux sédimentaires.

Pour restaurer finement l'architecture stratigraphique établie à partir des données de terrain, il faudrait entreprendre une modélisation en 3D afin de bien prendre en compte les sources latérales. Cette approche numérique en 2D n'est donc qu'une première étape visant à valider, ou invalider, les différents scénarii envisagés à la suite de l'étude de terrain. Plusieurs questions doivent être abordées :

Quelle relation entre flux sédimentaire, subsidence et eustatisme permet d'envoyer progressivement la marge sud du golfe de Corinthe pendant la sédimentation du Lower Group ?

Quels paramètres contrôlent la transition entre Lower Group et Middle Group, et donc le développement des Gilbert-type fan deltas géants ?

Quels sont les facteurs de contrôle de la progradation du Middle Group ?

Quelle évolution structurale permet de reproduire l'organisation stratigraphique globale de la marge sud du golfe de Corinthe ?

Comment valider le modèle d'âge à partir des flux sédimentaires et des vitesses de subsidence déterminés ?

La simulation stratigraphique de la marge sud du golfe de Corinthe se fait donc en plusieurs étapes afin de tester l'influence de chaque paramètre et de répondre au mieux aux questions précédemment soulevées. Parallèlement, une étude à haute résolution a été entreprise afin de tester l'influence relative des facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique des Gilbert-type fan deltas comme le flux sédimentaire, l'eustatisme, le vitesse de subsidence, le flux d'eau ou encore les ratios lithologiques. Plusieurs questions ont été abordées :

Quelle influence le rapport entre le flux sédimentaire et la vitesse de subsidence a-t-il sur l'organisation globale des Gilbert-type fan deltas (distance de progradation, épaisseur...) ?

Quelle influence le rapport entre la vitesse de chute - et de remontée - du niveau marin absolu et la vitesse de subsidence a-t-il sur l'architecture stratigraphique des Gilbert-type fan deltas ?

Est-il possible de restaurer les grandes séquences et principales surfaces caractéristiques de l'architecture des Gilbert-type fan deltas à partir de fluctuations d'autres paramètres comme le flux sédimentaire, le flux d'eau ou la subsidence ?

Les questions posées ci-dessus seront donc traitées dans la suite de ce manuscrit dans l'ordre où elles ont été présentées, en allant de l'échelle globale à l'échelle du corps sédimentaire.

III. 4. 2. Coupes de références et maillage

Les simulations sont réalisées en 2D afin de se caler sur les coupes réalisées lors de l'étude de terrain. L'objectif de ces simulations n'est pas de reproduire fidèlement les géométries observées sur le terrain, mais de tester l'influence relative des différents paramètres de contrôle de l'architecture stratigraphique tout en restaurant les points clés de cette architecture (*Figure III-1*).

La coupe simulée recoupe perpendiculairement la marge sud et se prolonge jusqu'à la marge nord du golfe de Corinthe, soit 45 km. Les données de terrain qui ont permis d'établir cette coupe sont présentées dans l'article 3 du chapitre II. Cette orientation N-S est particulièrement intéressante pour restaurer la mise en place de Gilbert-type fan deltas (Middle Group) qui progradent depuis le Sud en direction du Nord. Il est intéressant de prolonger le modèle jusqu'à la marge nord car le golfe de Corinthe est un

« bassin fermé ». Aussi, il ne peut y avoir de flux sortant lors des simulations, ce qui représente une condition aux limites bien contrainte pour les modélisations.

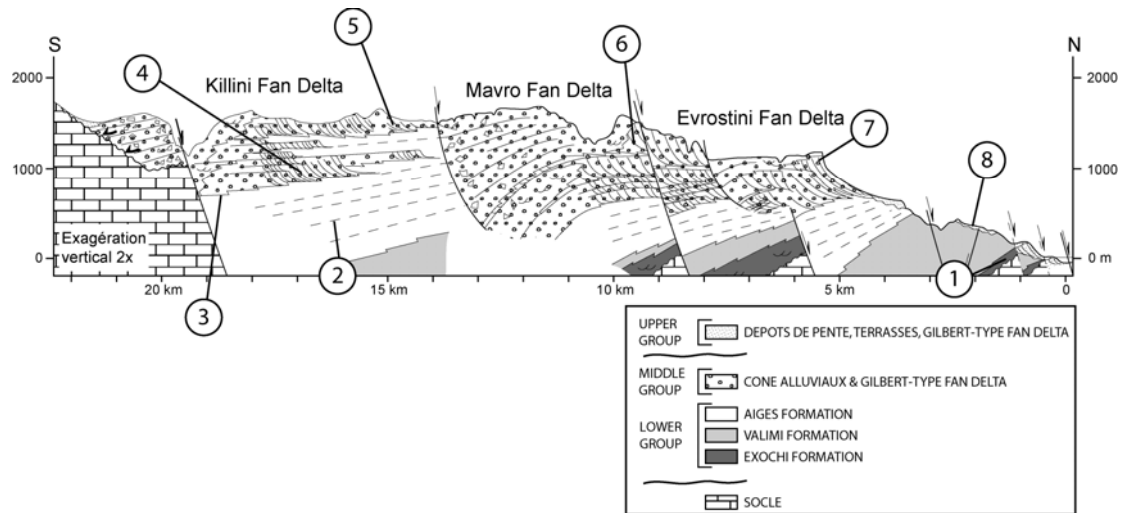


Figure III-1 : Coupe schématique simplifiée de la marge sud du golfe de Corinthe et géométries clés à restaurer lors des simulations stratigraphiques. Exagération verticale 2x. (1) Système alluvial et fluvial de 50 à 100 m d'épaisseur située à 19 km de la faille bordière. (2) Ennoisement progressif du rift et migration de la ligne de côte en direction de la faille bordière enregistrés par 1000 à 1500 de sédimentation. (3) Changement drastique de profil de dépôt entre le Lower Group et le Middle Group. (4, 5, 6, 7) Quatre principales séquences de la progradation du Middle Group avec une épaisseur comprise entre 500 et 1500 m (Gilbert-type fan delta géants). (8) Surrection de la marge sud, configuration actuelle du golfe de Corinthe avec une bathymétrie de 700 à 800 m et une largeur de 15 à 25 km.

Dans le même esprit, les simulations à plus haute résolution ne sont pas réalisées dans le but de restaurer précisément l'architecture des Gilbert-type fan deltas, mais de quantifier les ordres de grandeurs des paramètres de contrôle de l'architecture. Ces simulations sont aussi réalisées en 2D et tentent de reproduire les cortèges de dépôt identifiés par l'étude de terrain (Figure III-2).

Les simulations étant réalisées en 2D, il faut particulièrement faire attention à la largeur de la simulation. La distance de progradation d'un corps est contrôlée par le rapport entre la largeur de simulation et le flux sédimentaire. Pour une largeur de simulation de 0,5 km et un flux sédimentaire de 5 km³/Ma, la progradation parcourra une distance deux fois plus grande qu'une simulation avec une largeur deux fois plus grande (1 km) et le même flux sédimentaire (5 km³/Ma). Il faut donc pondérer les valeurs de flux sédimentaire pour chacune des simulations (en km³/Ma) présentées ici par la largeur de la simulation, pour avoir un flux sédimentaire 2D en km²/Ma.

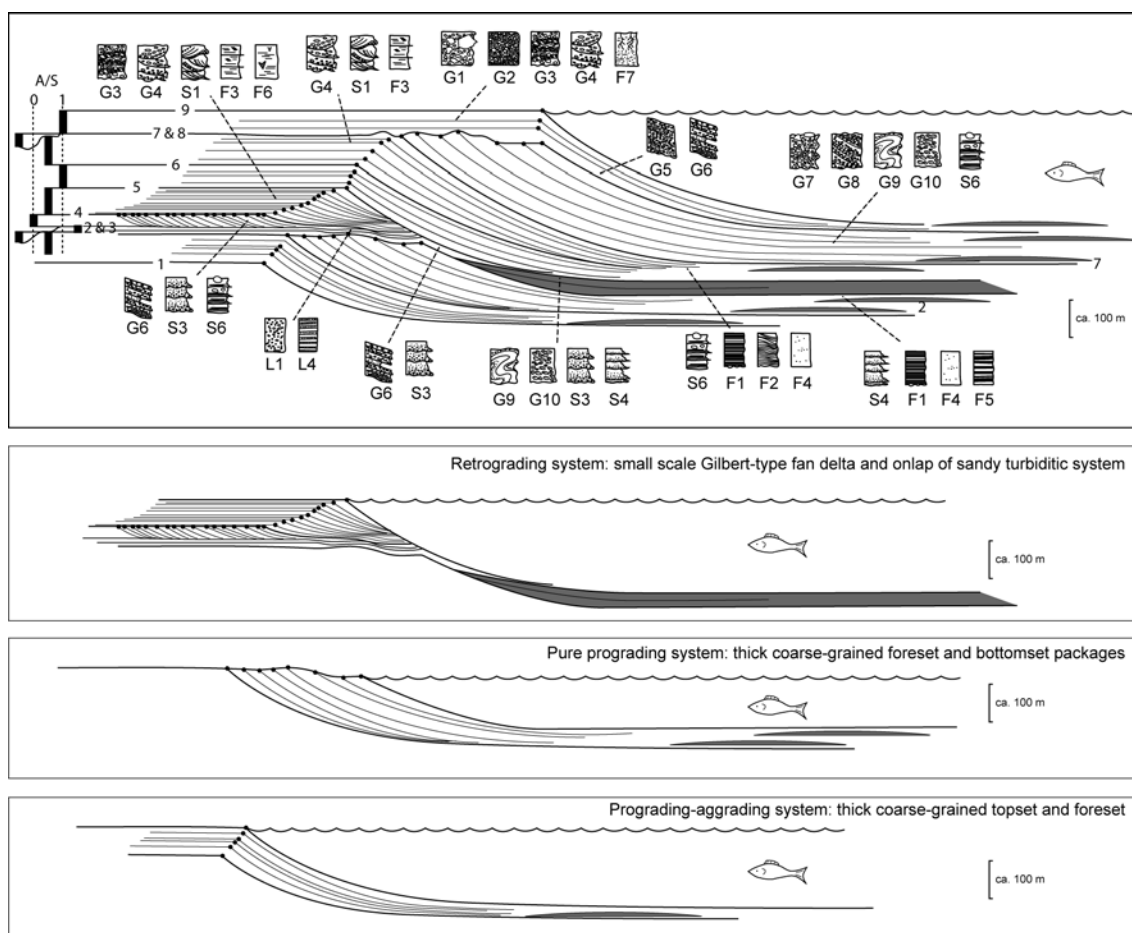


Figure III-2 : Modèle de dépôt conceptuel et architecture stratigraphique théorique des Gilbert-type fan deltas du golfe de Corinthe. Trois grands cortèges de dépôt sont identifiés dans ce modèle, un système progrado-aggradant, un système en progradation pure (surface sommitale en toplap), un système retrogradant et de haut niveau caractérisé par de petits Gilbert-type fan deltas amalgamés dans les topsets (surface basale avec des géométries en downlap dans le topset, et en onlap dans le bassin). Légende de facies dans l'article 2 du chapitre II.

III. 4. 3. Datation et modèle d'âge

Le modèle d'âge est le paramètre le plus incertain de cette approche numérique. Le terme modèle d'âge est utilisé ici car les datations obtenues au cours de ce travail (article 1 du chapitre II) correspondent à des périodes de temps et non pas à des âges absolus, basées sur des corrélations avec des chartes palynologiques régionales.

Le modèle d'âge établi et publié dans l'article 1 du chapitre II ne permet pas de proposer des dates précises pour le début du remplissage de la marge sud du golfe de Corinthe, ni pour les transitions

importantes entre Lower Group, Middle Group et Upper Group. Ces transitions correspondent plutôt à des périodes de temps dont la durée dépend de la précision de la méthode utilisée (palynologie). Les données publiées dans la littérature ne permettent pas de dater de manière fiable le début de remplissage (Pliocène à Pliocène supérieur). Les travaux présentés dans cette thèse ne permettent pas de valider ou d'invalider de tels âges. **Un âge Pliocène supérieur (2,6 Ma)** a été retenu pour la base du remplissage selon les gammes d'âges proposées dans la littérature. L'âge de la transition entre Lower Group et Middle Group a été proposée entre 1,5 et 0,8 Ma à partir de analyses palynologiques effectuées au cours de ce travail. **L'âge à 1,4 Ma** a été retenu pour ce travail de simulation numérique afin d'avoir un période de temps maximale pour la mise en place du Middle Group. Ainsi, les flux sédimentaires quantifiés correspondront plutôt à des valeurs minimales. Les études palynologiques effectuées au cours de ce travail et l'extrapolation des vitesses de surrections actuelles indiquent que la transition entre Middle Group et Upper Group intervient un peu après 0,7 Ma et avant 0,4 Ma. **Un âge à 0,6 Ma** a été retenu afin de respecter les vitesses de surrection actuelles par rapport à l'étagement des corps sur la marge sud du golfe de Corinthe, et de maximiser la durée de la période de mise en place du Middle Group.

Les simulations stratigraphiques présentées dans ce travail utilisent donc une période de dépôt du Lower Group de 1,2 Ma (de 2,6 à 1,4 Ma), une période de dépôt du Middle Group de 0,8 Ma (de 1,4 à 0,6 Ma) et une période de dépôt du Upper Group de 0,6 Ma (de 0,6 à 0 Ma).

III. 4. 4. Les paléobathymétries et pentes de dépôt

Les paléobathymétries et pentes de dépôt sont des paramètres bien contraints par l'étude de terrain. Les assemblages de cliniformes (*foreset*) permettent de proposer une évolution de la bathymétrie au cours de temps (cf. Articles 1, 2 et 3 du chapitre II), avec pour le Lower Group des bathymétries faible de l'ordre de 5 à 10 m (max. 40 m) et pour le Middle Group, une bathymétrie croissante au cours du temps qui atteint 500 m pour le Gilbert-type fan delta de l'Evrostini correspondant au dernier fan delta de la progradation du Middle Group.

De même, les pentes de dépôt sont bien contraintes, surtout pour les Gilbert-type fan deltas, avec des *topset* subhorizontaux ($\sim 0,1$ à 1°), des *foreset* fortement pentés (~ 15 à 30°) et des *bottomset* faiblement pentés (~ 2 à 5°).

III. 4. 5. Conditions topographiques initiales

Très peu de données sont disponibles pour caractériser la morphologie initiale de la zone d'étude. Aussi, pour se placer dans le cas le plus simple, la morphologie initiale des modélisations a été choisie sub-plane légèrement pentée vers le bassin (pente : $0,1$ m/km vers le Nord).

III. 4. 6. Les lithologies

L'étude sédimentologique a montrée que les classes granulométriques des différents facies sont très larges, depuis des conglomérats à blocs ($\phi_{\text{moy}} > 1\text{m}$) jusqu'aux argiles. Trois classes granulométriques ont alors été choisies pour représenter au mieux cette distribution, des conglomérats ($\phi_{\text{moy}} = 30\text{ mm}$), des sables ($\phi_{\text{moy}} = 1\text{ mm}$) et un mélange d'argiles et de silts ($\phi_{\text{moy}} = 0,03\text{ mm}$). Ce paramètre granulométrique est choisi constant au cours du temps pour toutes les simulations.

Les rapports de proportions entre les trois lithologies sont déterminés à partir de coupes sédimentologiques levées (cf. Annexes) depuis les environnements les plus proximaux jusque dans les environnements les plus distaux (cf. Article 1 du chapitre II). Ce calcul de rapport de proportions a été effectué sans faire de distinction entre le Lower Group et le Middle Group puisque l'étude de terrain a

montré une constance relative dans le remplissage avec une prédominance des conglomérats sur les autres classes granulométriques (Tableau III-2). Ce paramètre de proportions lithologiques est donc conservé constant au cours des simulations et correspond aux rapports de lithologies préservées sur la zone d'étude. Les proportions entre les trois lithologies sont 50% de conglomérat, 30% de sable et 20 % d'argile (Tableau III-2).

	CONGLOMERAT (%)	SABLE (%)	ARGILE (%)
Xerovouni	61	22	17
Perithori	64	21	15
Valimi	41	35	24
Akrata	49	28	22
Mavro Valley	62	28	10
Monasteri	60	28	11
Derveni	40	32	28
Zacharias	49	23	29
Sofiana	26	43	31
Mavro Oros	57	26	17
Ligias	49	21	31
Moyenne :	51	28	21

Tableau III-2 : Rapport de proportion (%) entre les trois classes granulométriques, conglomérat ($\phi_{moy} = 30 \text{ mm}$), sable ($\phi_{moy} = 1 \text{ mm}$) et argile ($\phi_{moy} = 0,03 \text{ mm}$) utilisées pour les simulations stratigraphiques.

III. 4. 7. L'eustatisme

L'eustatisme sur les temps récents comme le Pléistocène est déterminé à partir des variations de rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ enregistré dans les tests de foraminifères. La première courbe de référence est la courbe SPECMAP (Figure III-3) compilée à partir de différentes courbes $\delta^{18}\text{O}$ issues de plusieurs bassins océanographiques (Imbrie et al., 1984). Les courbes publiées ont été nombreuses, traitant des échelles de temps plus ou moins grandes de 300 ky à 6 My (e.g. Pisias et al., 1984 ; Williams et al., 1988 ; Raymo et al., 1990 ; Shackleton, 1990, 1995 ; Karner et al., 2002 ; Lisiecki & Raymo, 2005).

La conversion des variations isotopiques en variations du niveau marin absolu se fait généralement de manière linéaire, avec 0,1‰ de la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ équivalent à une chute de 10 m d'amplitude du niveau marin (Shackleton, 1977). Cette conversion est sujette à controverse, mais la correspondance entre $\delta^{18}\text{O}$ et niveau marin reste dans cet ordre de grandeur ; 0,1‰ de la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ pour 5 à 15 m (e.g. Fairbanks, 1989, Funnell, 1995). Pour l'étude en cours, la conversion de la courbe de Lisiecki & Raymo (2005) a été effectuée afin de se caler parfaitement en amplitude sur la courbe de référence SPECMAP et sur les travaux de Shackleton (Figure III-3).

Lisiecki & Raymo (2005) proposent une courbe combinée résultant du traitement par méthode numérique de 57 courbes originelles $\delta^{18}\text{O}$ prélevées à travers l'ensemble des océans. Ce travail présente l'avantage de limiter les effets isostatiques, de subsidence à long terme et de distorsion du signal due à des effets locaux. La Méditerranée et l'Océan Atlantique ont un enregistrement synchrone des variations de $\delta^{18}\text{O}$ (e.g. Pierre et al., 1999 ; von Grafenstein et al., 1999). Aucune étude ne documente à l'heure actuelle la déconnexion de la Méditerranée avec l'Océan Atlantique sur la période de temps du Plio-Pléistocène, validant ainsi l'utilisation de la courbe de Lisiecki & Raymo (2005) pour le domaine méditerranéen. Cette courbe a donc été choisie comme courbe eustatique de référence pour les simulations.

Bien que la courbe eustatique du Plio-Pléistocène soit probablement la plus précise (âge et amplitude) des courbes eustatiques disponibles sur l'ensemble des âges géologiques, il persiste un problème quant à l'utilisation de cette courbe pour le golfe de Corinthe. Les données sur les derniers 120 ky montrent que le

golfe de Corinthe a été déconnecté de la mer Méditerranée (e.g. Collier et al., 2000 ; Perissoratis et al., 2000 ; Moretti et al., 2004). L'article 1 du chapitre II étend ces observations à l'ensemble du remplissage affleurant sur la marge sud du golfe de Corinthe et montre que la majeure partie de ce remplissage a sédimenté dans un bassin lacustre à saumâtre, les indices marins étant de plus en plus communs, mais pas continus, dans la partie supérieure du remplissage (Middle Group). Il n'y a donc pas de connexion pérenne entre le golfe de Corinthe et la mer Méditerranée pendant le dépôt du remplissage syn-rift sur lequel est focalisée cette approche par simulation stratigraphique. N'ayant pas de courbe alternative propre au golfe de Corinthe (dynamique du niveau du lac en réponse au climat), les simulations numériques utilisent la courbe de référence de Lisiecki & Raymo (2005). Ce point représente une limite de l'approche qu'il faudra considérer lors de l'interprétation des résultats.

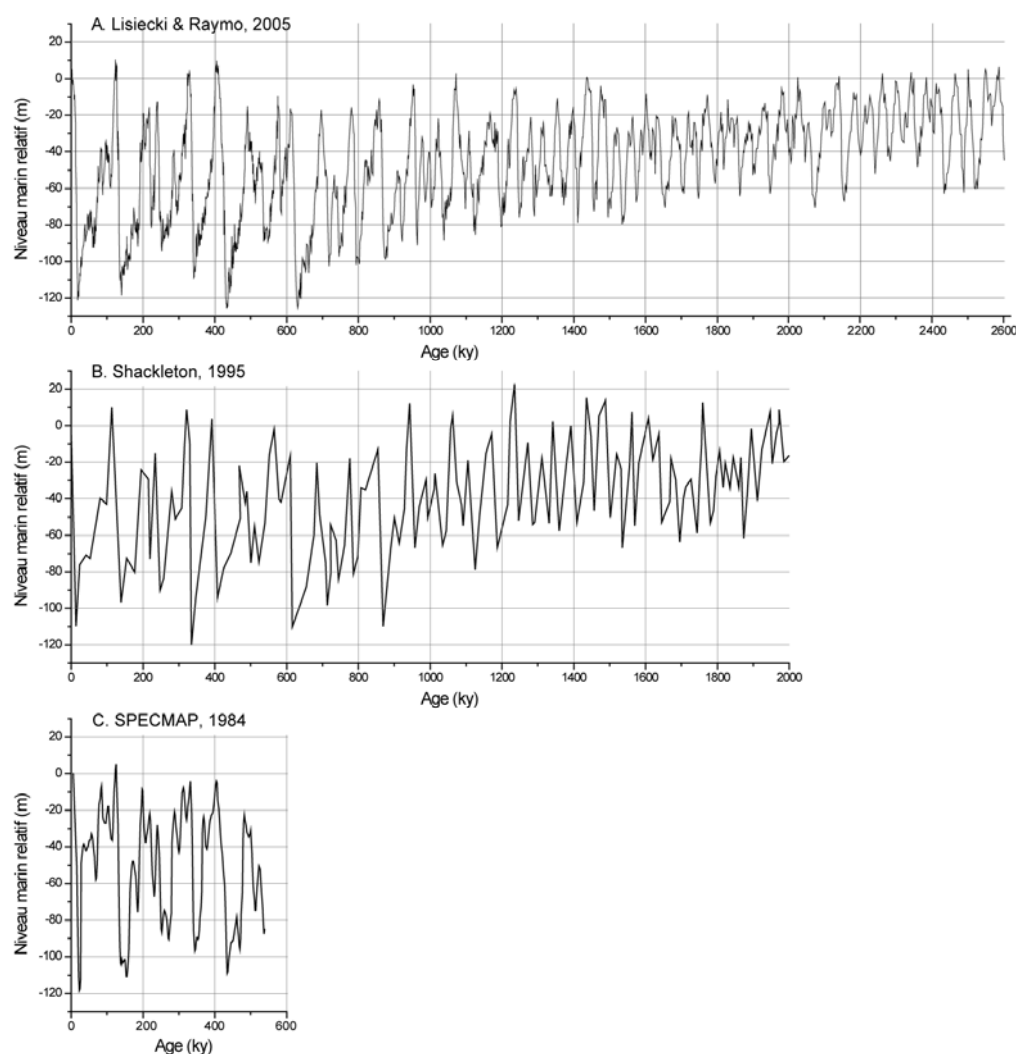


Figure III-3 : Comparaison entre les différentes courbes eustatiques du Plio-Pléistocène disponibles pour les simulations stratigraphiques, basées sur les courbes de l' $\delta^{18}O$.

III. 4. 8. La subsidence

Les épaisseurs du Lower Group et du Middle Group donnent des indications sur les vitesses de subsidence minimales pendant le dépôt de ces deux grands ensembles sédimentaires. La décompaction des couches n'a pas été prise en compte pour l'estimation des vitesses de subsidence car les lithologies dominantes sont grossières (seulement 21% d'argile), et les taux d'enfouissement sont relativement faibles (< 2000 m).

La valeur absolue de la vitesse de subsidence est, quant à elle, intrinsèquement liée au modèle d'âge utilisé (*Tableau III-3*). Selon le modèle d'âge retenu (2,6 Ma), la vitesse de subsidence varie spatialement pour le **Lower Group de 225 à 1500 m/Ma** et pour le **Middle Group de 363 à 1875 m/Ma** (*Tableau III-3*). Ces valeurs restent dans des ordres de grandeur proches de ceux utilisés par Hardy et al. (1994), Ritchie et al. (1999), ou Ulicny et al. (2002) pour les Gilbert-type fan deltas. Ces valeurs sont cohérentes avec les données sur l'activité tectonique récente du golfe de Corinthe. La vitesse de subsidence est estimée entre 1 et 3,6 mm/a (soit 1000 à 3600 m/Ma) dans le golfe au cours des derniers 25 ka (e.g. Perissoratis et al., 2000 ; Moretti et al., 2004).

(Modèle 2,6 - 1,4 - 0,6 Ma)	Lower Group	Middle Group
Epaisseur minimum (m) :	270	290
Epaisseur moyenne (m) :	700	800
Epaisseur maximum (m) :	1800	1500
Taux de subsidence minimum (m/Ma)	225	363
Taux de subsidence moyen (m/Ma)	583	1000
Taux de subsidence maximum (m/Ma)	1500	1875

Tableau III-3 : Estimation des vitesses de subsidence à partir des épaisseurs de sédiments préservées sur la marge sud du golfe de Corinthe. Epaisseur minimale en nez de bloc et maximale en pied de faille.

L'estimation des valeurs moyennes et des gammes de vitesse de subsidence est importante dans un premier temps. Dans un second temps, l'évolution spatio-temporelle de cette vitesse est primordiale, surtout dans un contexte tectonique aussi actif. Un bloc basculé de 45 km de long (taille moyenne de l'ensemble du rift de Corinthe) sera la brique élémentaire pour simuler l'évolution de la subsidence dans l'espace et le temps. Ce bloc étant recoupé par des blocs de 6 km de long délimités par des failles normales à rejet vertical, à l'image des dimensions de ceux identifiés sur la zone d'étude. Il est alors possible de tester les différentes hypothèses comme l'accélération de la vitesse de subsidence, le scellement de faille, la migration d'activité de faille ou la surrection progressive de la tête de bloc.

Pour les simulations à haute résolution (échelle du Gilbert-type fan delta), les vitesses de subsidence seront conservées constantes dans l'espace.

III. 4. 9. Le flux sédimentaire

Un bilan sédimentaire sur la zone d'étude a été entrepris afin de quantifier les volumes préservés du Lower Group et du Middle Group.

Dans un premier temps, des flux 2D ont été calculés à partir de la coupe de référence tirée de l'article 3 du chapitre II (*Tableau III-4*). Ce flux correspond alors à la surface moyenne représentée sur la coupe pondérée par la période de temps de dépôt. Suivant le modèle d'âge testé lors de ces simulations numériques (limite majeure à 2,6, 1,4 et 0,6 Ma), le flux sédimentaire moyen est de 10,8 km²/Ma pour le Lower Group (13 km² en 1,2 Ma) et de 15,5 km²/Ma pour le Middle Group (12,4 km² pour 0,8 Ma). Ces

valeurs sont donc les ordres de grandeurs qui vont servir de référence dans les simulations. Je souligne ici un fois encore l'importance de la largeur du modèle sur les valeurs indiquées dans les simulations qui suivent. Par exemple, la modélisation de référence de la *Figure III-6* utilise un flux de $2,8 \text{ km}^3/\text{Ma}$ pour une largeur de $0,2 \text{ km}$, ce qui représente en fait un flux 2D de $2,8 \times 1/(0,2) = 14 \text{ km}^2/\text{Ma}$.

Dans un second temps, des flux 3D ont été estimés à partir des coupes et de la carte géologique présentées dans l'article 3 du chapitre II. La méthode consiste tout d'abord à déterminer une épaisseur moyenne de sédimentation à partir des coupes restaurées. Cette épaisseur est extraite en calculant la surface moyenne représentée sur les coupes pour chacun des niveaux. Cette surface est ensuite pondérée par la distance sur laquelle affleure le niveau. Ensuite, il faut calculer la superficie de la surface à partir de la carte géologique. La multiplication de cette surface cartographique par l'épaisseur moyenne permet d'estimer un volume sédimentaire préservé pour chacun des niveaux. Pour le Lower Group, le volume préservé sur la zone d'étude est estimé à $175,4 \text{ km}^3$ et pour le Middle Group à $145,6 \text{ km}^3$.

Les valeurs obtenues correspondent à des minimums dans le cadre de ce modèle d'âge. En effet, ces calculs s'appuient sur des volumes de sédiment préservés et des équivalents distaux des systèmes affleurant sur la marge sud peuvent être actuellement sous le golfe de Corinthe actuel. Le modèle d'âge a aussi un fort impact sur l'estimation de ces valeurs puisque pour des périodes de temps deux fois plus longues, ces valeurs de flux seraient deux fois plus faibles.

		Lower Group	Middle Group
Approche 2D	Surface exposée sur la coupe de référence (km^2)	13,0	12,4
	Flux sédimentaire moyen 2D (km^2/Ma) (Modèle 2,6 - 1,4 - 0,6 Ma)	10,8	15,5
Approche 3D	Surface exposée en l'ensemble des coupes (km^2)	22,0	17,0
	Distance d'affleurement (km)	33,3	20,4
	Epaisseur moyenne (km)	0,7	0,8
	Surface cartographique moyenne (km^2)	265,5	174,8
	Volume en place estimé (km^3)	175,4	145,6
	Flux sédimentaire moyen 3D (km^3/Ma) (Modèle 2,6 - 1,4 - 0,6 Ma)	146,2	182,0

Tableau III-4 : Estimation du flux sédimentaire moyen à partir du bilan volumétrique des sédiments affleurant sur la zone d'étude pour la coupe de référence (2D) et pour l'ensemble de la zone (3D).

Les modélisations numériques antérieures en 3D, visant à reproduire les grands traits de l'architecture des Gilbert-type fan deltas, proposent des valeurs comprises entre $0,96 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (Ritchie et al., 1999) et $6,4 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (Gawthorpe et al., 2003). Ces flux sédimentaires sont beaucoup plus faibles que les flux 3D estimés à partir des volumes préservés pour le Middle Group ($182 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les modélisations de Ritchie et al. (1999) ou Gawthorpe et al. (2003) ne s'intéressent en fait qu'au terme ultime de la progradation du Middle Group comme par exemple le Gilbert-type fan delta de l'Evrostini. Ce corps ne représente en volume que $1/20^{\text{ème}}$ du volume total du Middle Group sur la zone d'étude. Aussi, les valeurs de flux utilisées dans les modélisations numériques de Ritchie et al. (1999) ou de Gawthorpe et al. (2003) doivent être pondérées par un coefficient d'au moins 20 pour être comparées aux valeurs estimées sur la zone d'étude.

Pour les flux en 2D, le même problème de représentativité de la section étudiée, auquel s'ajoute un modèle d'âge différent ($0,5 \text{ Ma}$ pour Hardy et al. (1994), $0,8 \text{ Ma}$ dans notre approche), explique les différences de valeurs de flux 2D utilisées par Hardy et al. (1994), ou même par Ulicny et al. (2002), avec celles de notre étude.

Ces différentes valeurs de flux peuvent être comparées avec les valeurs publiées dans la littérature pour la période récente ou pour le dernier cycle glaciaire/interglaciaire.

Des études dans le golfe d'Alkyonides sur les derniers 130 ky proposent un flux moyen de 12,9 km³/Ma pour l'OIS 5 *highstand* (*Oxygen Isotope Stage*), de 22,2 km³/Ma pour la période de l'OIS 2-4 et de 11,2 km³/Ma pour la période récente (Collier et al., 2000).

Le delta actuel de la rivière du Vouraikos, à l'ouest de la zone d'étude a un volume de l'ordre de 26 km³ (Dart et al., 1994). Ce delta s'est mis en place depuis 0,7 Ma (initiation de la surrection de la marge) ce qui suggère un flux sédimentaire de l'ordre de 37 km³/Ma.

De même, Perissoratis et al. (2000) estime à 850 km³/Ma le flux sédimentaire en provenance des quatre grandes rivières actuelles qui drainent le Péloponnèse (Selinous, Vouraikos, Krathis, Asopos) à partir d'une relation établie entre taille de bassin versant et charge transportée pour les rivières du golfe de Patras. Le flux sédimentaire à l'heure actuelle par rivière semble donc être proche de 200 km³/Ma.

Cette gamme de valeur (10 à 200 km³/Ma) est cohérente avec les estimations faites sur la zone d'étude (*Tableau III-4*).

III. 4. 10. Le flux d'eau

Le flux d'eau est un paramètre clé des simulations car il influence fortement la diffusion du sédiment et donc les pentes de dépôt. Il est difficile de remonter à ce paramètre à l'aide de l'enregistrement sédimentaire et c'est à l'aide de données actuelles qu'il a été calibré. Milliman & Syvitski (1992) et Hovius (1998) ont établi une large base de données visant à caractériser les facteurs de contrôle du flux sédimentaire (taille de bassin versant, relief du bassin versant, contexte tectonique, climatique...). Cette base de données permet d'établir une relation entre flux d'eau et aire de bassin versant qui tient compte des phénomènes d'infiltration et d'évaporation de l'eau pour des contextes climatiques très diversifiés (*Figure III-4*). Il s'agit d'une loi puissance positive : plus l'aire drainée est grande, plus le flux d'eau est important.

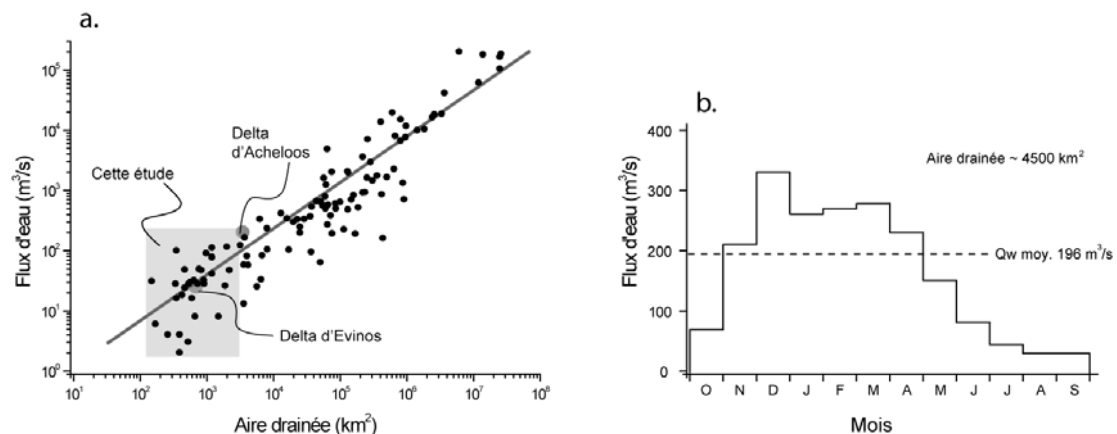


Figure III-4 : a : Relation entre flux d'eau et aire drainée pour les systèmes actuels (bases de données de Milliman & Syvitski (1992) et de Hovius (1998)). b : moyenne mensuelle du flux d'eau pour la rivière d'Acheloos à la station Kastrakion entre 1937 et 1968 (données de Liakourous, 1971)

Les aires drainées actuelles de la marge sud du golfe de Corinthe sont restreintes (< 400 km²) et n'ont pu être beaucoup plus étendues sur la marge sud étant donné la configuration du Péloponnèse (< 1500 km²). Aussi, en utilisant la relation entre aire drainée et flux d'eau préalablement établie, ce paramètre flux d'eau varie entre 2 et 300 m³/s (*Figure III-4a*).

Ces valeurs sont cohérentes avec les mesures publiées pour le très large delta d'Acheloos (largeur moyenne de la plaine alluvial du delta de 25 km) qui prograde actuellement dans le golfe de Patras, à l'ouest du golfe de Corinthe. Dans ce cas, le flux d'eau moyen est de $196 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une aire drainée de l'ordre de 4500 km^2 (Figure III-4b).

Le delta d'Evinos, qui prograde aussi dans le golfe de Patras, a des dimensions qui sont beaucoup plus proches de celles des objets étudiés au cours de ce travail (largeur moyenne entre 5 et 10 km). L'aire drainée est plus faible, de l'ordre de 650 km^2 et le flux d'eau sont de l'ordre de $30 \text{ m}^3/\text{s}$ (Piper & Panagos, 1981).

Les valeurs de flux d'eau utilisées dans cette étude respecteront donc cette gamme de valeurs (20 et $300 \text{ m}^3/\text{s}$), avec pour les Gilbert-type fan delta, de dimensions proches de celles du delta d'Evinos, des valeurs de l'ordre de $30 \text{ m}^3/\text{s}$.

III. 4. 11. Les coefficients de diffusion

Le coefficient de diffusion est un paramètre essentiel de simulation stratigraphique contrôlant le transport et le dépôt des sédiments, et par là même le profil de dépôt. La loi de diffusion indique qu'il dépend au premier ordre du flux sédimentaire, du flux d'eau et de la lithologie (granulométrie). Le ratio entre flux sédimentaire et subsidence influence aussi le coefficient de diffusion par l'intermédiaire de la pente topographique. Les coefficients de diffusion sont donc dépendants de l'ensemble des paramètres de contrôle de l'architecture stratigraphique. L'objectif de ces simulations numériques étant de quantifier l'influence relative des paramètres de contrôle de l'architecture stratigraphique, **il est nécessaire de conserver les coefficients de diffusion constants au cours des simulations sans quoi il ne sera pas possible de relier une cause à un effet.**

La période de mise en place et de développement des Gilbert-type fan deltas (Middle Group) est probablement la période la mieux contrainte en terme de profil de dépôt (topset subhorizontaux, foreset $\sim 30^\circ$, et bottomset subhorizontaux), de flux sédimentaire ($\sim 15 \text{ km}^2/\text{Ma}$), de flux d'eau ($30 \text{ m}^3/\text{s}$) et de vitesse de subsidence ($\sim 1000 \text{ m}$ en $0,8 \text{ Ma}$). L'approche DIONISOS nécessite de définir des coefficients de diffusion pour chaque lithologie, pour le domaine marin et pour le domaine continental. Plusieurs tests ont été effectués avec le jeu de paramètres moyens des Gilbert-type fan deltas (Middle Group). A chaque test, un seul paramètre est modifié afin de **converger vers un jeu de paramètres cohérents avec le profil de dépôt et les distributions granulométriques** (Figure III-5). Les critères de validité pour chacun des tests sont la pente des foresets, la géométrie des topsets (subhorizontaux), la transition progressive entre foreset et bottomset et les distributions granulométriques. Les coefficients de diffusion retenus sont pour le domaine continental $10 \text{ km}^2/\text{ky}$ quelque soit la lithologie et pour le domaine marin : $2 \text{ km}^2/\text{ky}$ (argile), $0,5 \text{ km}^2/\text{ky}$ (sable) et $0,1 \text{ km}^2/\text{ky}$ (conglomérat). **Ce modèle (a1) est le modèle de référence** (Figure III-5a), à partir duquel différents tests ont été effectués pour caractériser l'influence de fluctuations des coefficients de diffusion.

Pour des **coefficients de diffusion plus élevés en domaine continental (modèle b1)**, les topsets des Gilbert-type fan deltas présentent peu de continuité jusqu'à la transition vers les foresets et montrent un caractère faiblement alluvial (Figure III-5b). De plus, la transition avec les foresets est plus brutale et les pentes peuvent dépasser les 35° dans les foresets. Ces caractéristiques ne sont pas en accord avec le profil de dépôt des Gilbert-type fan deltas.

Pour des **coefficients de diffusion moins élevés en domaine continental (modèle c1)**, les topsets des Gilbert-type fan deltas présentent de fortes pentes et un caractère exclusivement alluvial (Figure III-5c). La transition avec les foreset est moins marquée et les pentes des foresets atteignent difficilement les 25° . Ces caractéristiques ne sont pas en accord avec le profil de dépôt des Gilbert-type fan deltas.

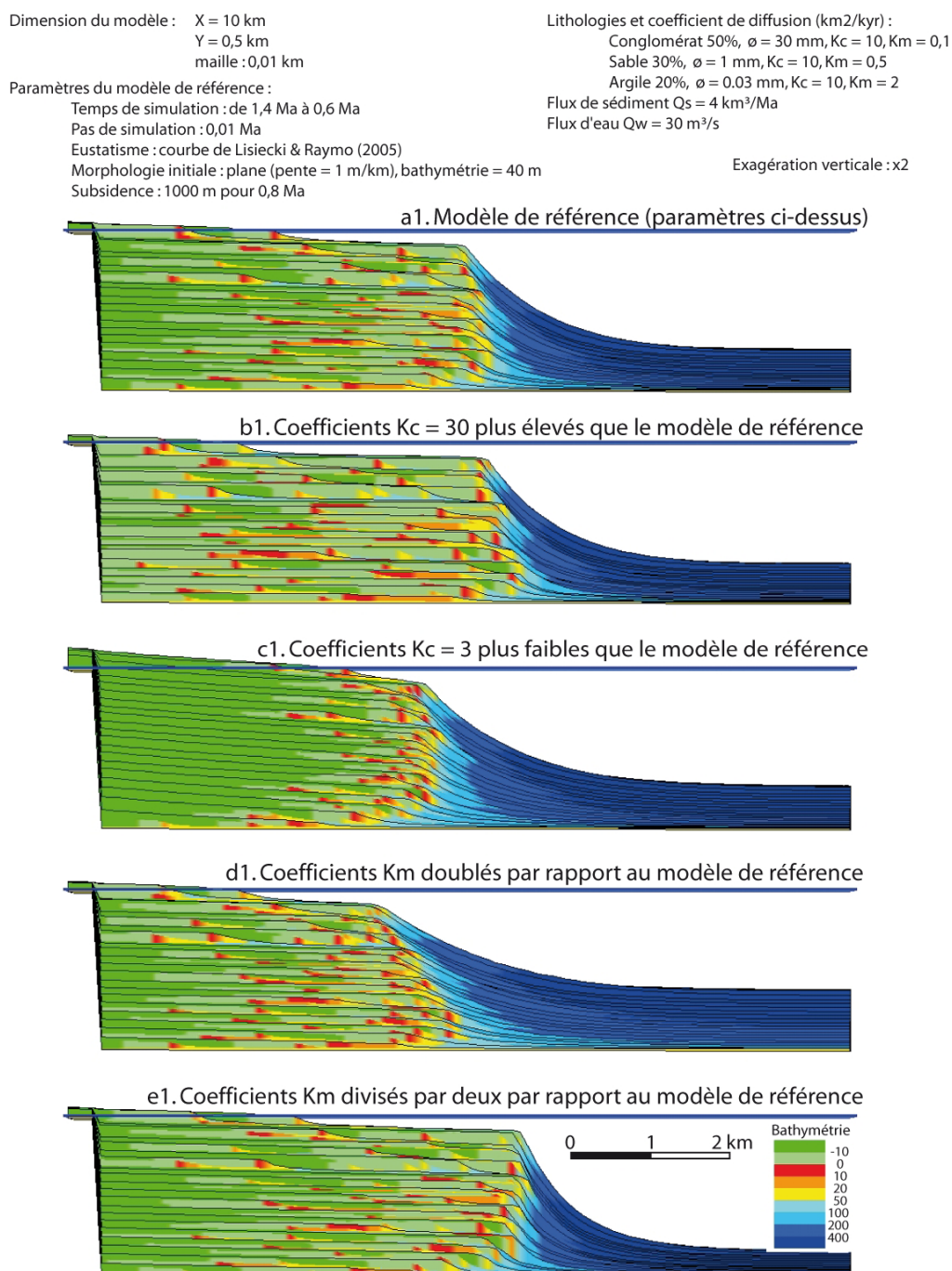


Figure III-5 : Calibration des coefficients de diffusion afin de respecter les principaux traits architecturaux des Gilbert-type fan deltas en relation avec les paramètres moyens de flux de sédiment, de flux d'eau, de ratio lithologique et de subsidence identifiés au cours de cette étude.

Pour des **coefficients de diffusion plus élevés en domaine marin (modèle d1)**, le profil de dépôt s'aplatit et les pentes des foresets n'atteignent pas les 25° (*Figure III-5d*). Ces caractéristiques ne sont pas en accord avec le profil de dépôt des Gilbert-type fan deltas.

Pour des **coefficients de diffusion moins élevés en domaine marin (modèle e1)**, la transition entre les topsets et les foresets est très marquée et les pentes des foresets dépassent largement les 35° (*Figure III-5e*). Les bottomsets sont peu exprimés, le bassin est principalement condensé. Ces caractéristiques ne sont pas en accord avec le profil de dépôt des Gilbert-type fan deltas.

Le jeu de coefficients de diffusion identifié permet de restaurer les grands traits de l'architecture des Gilbert-type delta pour des valeurs moyennes de flux de sédiment, de flux d'eau et de subsidence (modèle de référence, *Figure III-5*). Ces coefficients seront donc conservés constants tout au long des simulations stratigraphiques afin de pouvoir discriminer les facteurs de contrôle et leur rôle relatif sur l'architecture stratigraphique.

III . 5. Tests de sensibilité et résultats préliminaires

III. 5. 1. Evolution durant le dépôt du Lower Group

La toute première question à laquelle cette approche numérique doit permettre d'amener des éléments de réponses concerne la **relation entre flux sédimentaire, subsidence et eustatisme pouvant expliquer l'envoie progressif de la marge sud du golfe de Corinthe**. Un test très simple a été effectué avec un bloc basculé de 45 km, avec une subsidence de 1000 m en pied de faille entre 2,6 Ma et 1,4 Ma (Lower Group).

Le premier **test (a2)** est réalisé avec des paramètres constants. Des tests ont été effectués sur la valeur du flux d'eau afin de trouver une valeur permettant de reproduire un profil de dépôt de cône alluvial et de delta compatible avec le profil de dépôt identifié par l'étude de terrain. La valeur de $Q_w = 300 \text{ m}^3/\text{s}$ a ainsi été retenue pour le flux d'eau. Des tests ont aussi été effectués sur le flux sédimentaire afin de ne pas totalement combler l'espace disponible créé par le jeu de la faille, mais aussi de ne pas avoir un bassin trop profond durant le jeu de la faille. La valeur de $Q_s = 2,8 \text{ km}^3/\text{Ma}$ a ainsi été retenue. La vitesse de subsidence est de 830 m/Ma afin de permettre l'accumulation de 1000 m de dépôt durant 1,2 Ma. La courbe eustatique utilisée est celle de Lisiecki & Raymo (2005).

Le second **test (b2)** conserve le même jeu de paramètres à l'exception du flux sédimentaire qui est décroissant de 3,4 à 2,4 km^3/Ma . En moyenne, le flux sédimentaire est le même entre le test (a2) et le test (b2).

Le troisième **test (c2)** conserve le même jeu de paramètres que le test (a2) à l'exception de la vitesse de subsidence qui est croissante linéairement de 667 à 1250 m/Ma (valeur comprise dans les bornes identifiées pour la vitesse de subsidence).

Dans le **cas (a2) où l'ensemble des paramètres restent constants au cours de la simulation**, le système est progressivement ennoyé (*Figure III-6a*). Cela n'est vrai que si le flux de sédiment n'excède pas la subsidence et ne permet pas de combler l'ensemble de l'espace disponible créé au cours de cette période (22,5 km^2). Cette modélisation est intéressante car elle permet de reproduire une épaisse série de facies fins sous aquatiques qui pourrait s'apparenter à la Formation d'Aïges sur la zone d'étude.

Dans le **cas (b2) où le flux de sédiment est décroissant**, l'ensemble des autres paramètres restant constants, le système est aussi ennoyé mais de manière beaucoup plus brutale que le cas (a2) (*Figure III-6b*). La série basale alluviale est beaucoup plus épaisse que dans le cas (a2) et les facies fins sont aussi

beaucoup moins épais. En moyenne, le flux sédimentaire est le même pour le cas (a2) et le cas (b2), cependant lorsqu'il décroît, il permet d'envoyer de manière plus significative le système.

Enfin, dans le **cas (c2) où la subsidence est croissante**, l'ensemble des autres paramètres restant constants, le système est aussi envoyé mais de manière encore plus brutale que dans les deux cas précédents ((*Figure III-6c*). La série basale alluviale est très développée et montre un caractère très homogène. Les faciès fins sont très peu développés. En moyenne, le taux de subsidence est le même pour le cas (a2) et le cas (c2), cependant, un taux de subsidence décroissant se traduit par une évolution très brutale avec des ruptures majeures dans la succession stratigraphique.

Dans le cas (c2), le ratio A/S est croissant au cours du temps puisque le flux sédimentaire est constant pour un taux de subsidence croissant. De plus, ce ratio A/S est croissant dans l'espace en se rapprochant de la faille. Le cas (c2) est intéressant car il représente bien en épaisseur et en environnement de dépôt, la série basale du remplissage qui correspond à la Formation d'Exochi. De plus, les différentes transitions entre une série principalement alluviale (Formation d'Exochi), une série principalement fluvio-lacustre (Formation de Valimi) et une série principalement lacustre (Formation d'Aiges) ressortent bien dans cette simulation. Dans le cas (b2), l'évolution spatio-temporelle du ratio A/S suit les mêmes tendances que dans le cas (c2). Le cas (b2) est intéressant car il représente bien la migration progressive de la ligne de côte en direction des terres (*landward shift*), mais aussi les trois formations qui composent le Lower Group. Le remplissage du cas (a2) présente un caractère trop progressif pour être représentatif du remplissage.

Cependant, quelque soit le paramètre de contrôle retenu (subsidence croissante, flux décroissant), il réside toujours un problème. Les données de terrain tendent à prouver que la paléobathymétrie du bassin n'excède pas 40 m pendant la sédimentation de l'ensemble du Lower Group. Or, aucun jeu de paramètres n'a été trouvé pour restaurer à la fois l'architecture stratigraphique (trois formations) et l'évolution de la bathymétrie du bassin. L'approche étant 2D, les sources latérales ne sont pas prises en compte dans ces simulations. Pour cette période de temps qui correspond à l'initiation du rift, les sources latérales sont essentielles pour bien restaurer l'architecture stratigraphique, et peuvent être responsables de cette difficulté à caler aux données de terrain.

Ces simulations préliminaires montrent la nécessité de tester l'influence d'une évolution spatio-temporelle plus complexe de la subsidence pour pouvoir restaurer au mieux l'architecture du remplissage de la marge sud du golfe de Corinthe. Cette voie sera explorée dans les tests suivants.

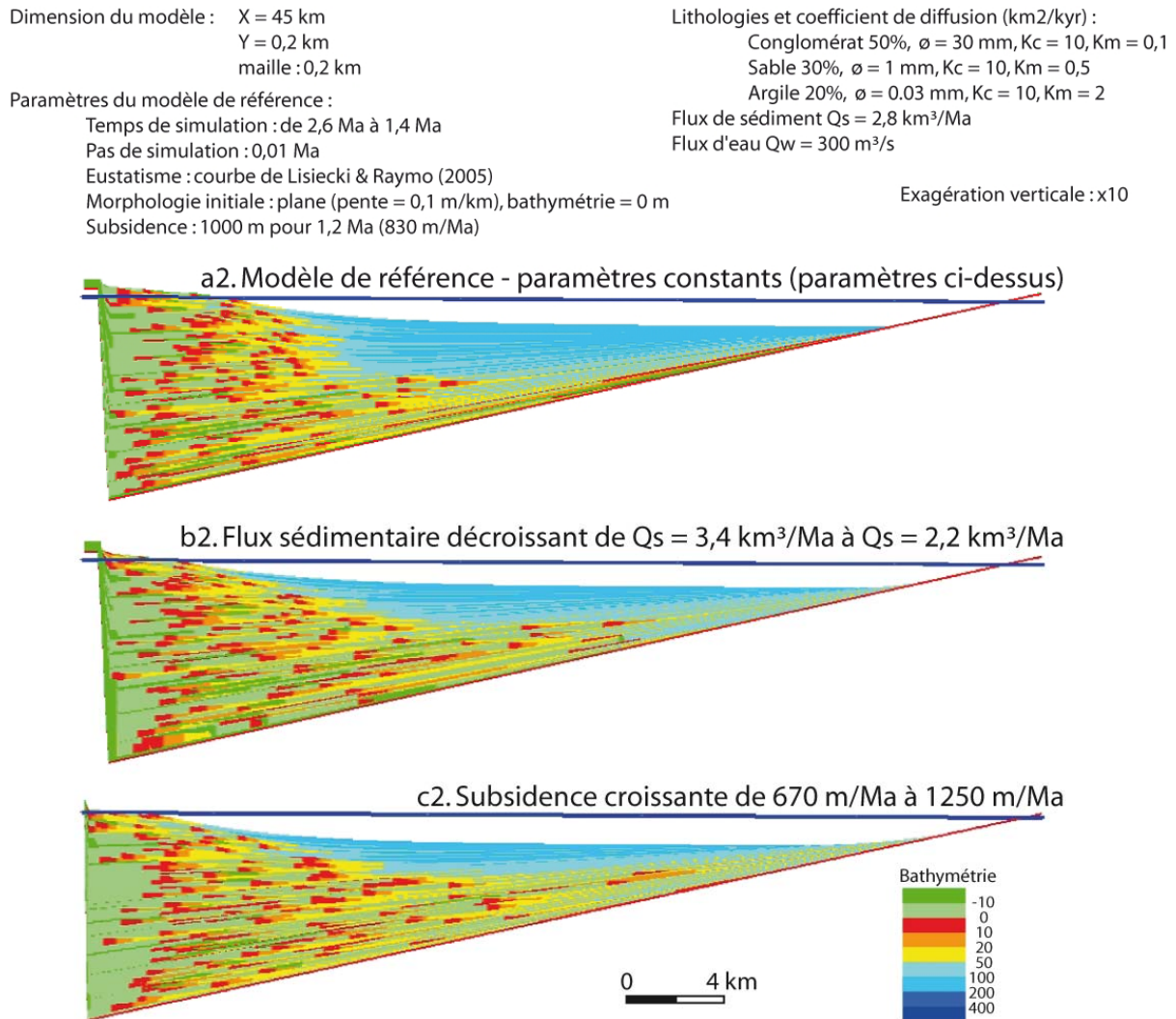


Figure III-6 : Simulations stratigraphiques de l'enneigement du Lower Group en réponse au basculement d'un bloc (45 km). (a2) Tous les paramètres sont constants. (b2) Le flux sédimentaire est décroissant, les autres paramètres restant constants et égaux au cas (a2). (c2) Le taux de subsidence est croissant, les autres paramètres restant constants et égaux au cas (a2).

III. 5. 2. Transition entre Lower Group et Middle Group

La seconde question à laquelle cette approche numérique doit permettre d'amener des éléments de réponse concerne la transition entre le Lower Group et le Middle Group. **Cette transition est marquée**

par un changement de profil de dépôt avec le développement des Gilbert-type fan deltas géants (Middle Group). Différents tests ont alors été effectués pour identifier les facteurs de contrôle d'une telle transition. En se plaçant dans le cadre simple d'un bloc basculé de 45 km de long comme précédemment, un changement brutal et définitif d'un des paramètres tels que la subsidence, le flux sédimentaire ou le flux d'eau est introduit à partir de 1,4 Ma.

Pour le **test (a3)**, un flux sédimentaire de $2,8 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et un flux d'eau de $300 \text{ m}^3/\text{s}$ sont maintenus constants alors que la vitesse de subsidence passe brutalement de 834 à 1250 m/Ma .

Pour le **test (b3)**, une vitesse de subsidence de 1000 m/Ma et un flux d'eau de $300 \text{ m}^3/\text{s}$ sont maintenus constants alors que le flux de sédiment passe brutalement de $2,8$ à $5,5 \text{ km}^3/\text{Ma}$.

Pour le **test (c3)**, un flux sédimentaire de $2,8 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et une vitesse de subsidence de 1000 m/Ma sont maintenus constants alors que le flux d'eau passe brutalement de 300 à $30 \text{ m}^3/\text{s}$.

Lorsqu'une **augmentation abrupte de la vitesse de subsidence (a3)** est introduite à 1,4 Ma, l'ensemble des autres paramètres restant constants, le système est largement ennoyé (*Figure III-7a*). Le flux sédimentaire n'est plus suffisant pour combler l'espace disponible créé et le bassin s'approfondit. Aucun Gilbert-type fan delta ne se développe, et le système ne prograde pas. Pour ennoyer le rift, le flux sédimentaire doit être compensé par la vitesse de subsidence puis être inférieur à cette vitesse de subsidence. Aussi en partant d'une situation où le rift a été ennoyé (*Figure III-6*), une accélération de la vitesse de subsidence, ou une vitesse de subsidence qui reste constante, vont simplement engendrer une augmentation de la paléobathymétrie. Une augmentation de la vitesse de subsidence seule ne peut être responsable du changement de profil de dépôt à la transition entre Lower Group et Middle Group.

Lorsqu'une **augmentation abrupte de flux sédimentaire (b3)** est introduite à 1,4 Ma, l'ensemble des autres paramètres restant constants, de larges fan deltas se développent depuis la faille bordière en direction du bassin (*Figure III-7b*). Ces corps ne présentent pas les foresets caractéristiques des Gilbert-type fan deltas, les pentes dans ce secteur atteignent difficilement les 20° . De plus, les bathymétries dans le bassin restent toujours inférieures à 400 m. Une augmentation du flux sédimentaire seule ne peut être responsable de la transition entre Lower Group et Middle Group.

Lorsqu'une **diminution du flux d'eau (c3)** est introduite à 1,4 Ma, l'ensemble des autres paramètres restant constants, de larges Gilbert-type fan deltas se développent depuis la faille bordière en direction du bassin (*Figure III-7c*). Les pentes des foresets sont localement trop élevées ($> 35^\circ$) et la transition entre foreset et bottomset est très brutale. Une diminution du flux d'eau seule ne peut être responsable de la transition entre Lower Group et Middle Group.

Une **augmentation de la vitesse de subsidence, du flux sédimentaire ou une diminution du flux d'eau seules ne peuvent être responsables de cette transition**. Seule une **combinaison de ces trois facteurs de contrôle** semble permettre de proposer une solution convergente pour restaurer la transition entre Lower Group et Middle Group.

- Une augmentation de la subsidence est nécessaire pour augmenter brutalement la bathymétrie du bassin.
- Une augmentation du flux sédimentaire est nécessaire pour combler l'espace disponible lié à l'augmentation du taux de subsidence.
- Une diminution du flux d'eau est nécessaire pour raccourcir le profil de dépôt et tendre vers une géométrie de Gilbert-type fan delta.

Cependant, une telle combinaison ne sera pas suffisante pour restaurer les géométries de la progradation du Middle Group. En effet, les deux cas (b3 et c3) présentés ici montrent que la progradation est globalement aggrado-progradante alors que les données de terrain suggèrent une organisation plus complexe.

Modèle de référence

Dimension du modèle : X = 45 km
Y = 0,2 km
maille : 0,2 km

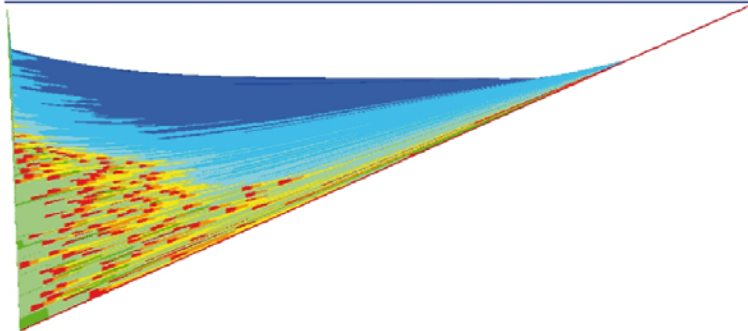
Paramètres du modèle de référence :

Temps de simulation : de 2,6 Ma à 0,6 Ma
Pas de simulation : 0,01 Ma
Eustatisme : courbe de Lisiecki & Raymo (2005)
Morphologie initiale : plane (pente = 0,1 m/km), bathymétrie = 0 m
Subsidence : 2000 m pour 2 Ma (1000 m/Ma)

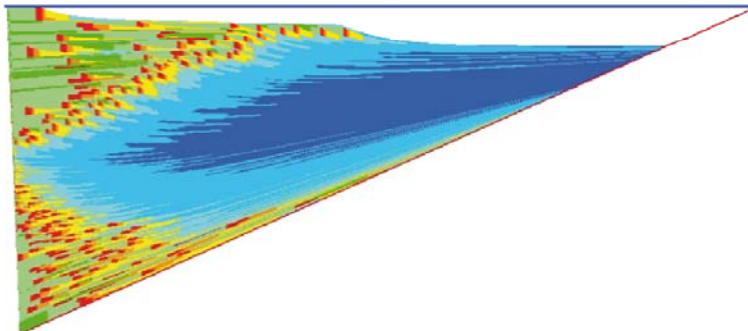
Lithologies et coefficient de diffusion (km²/kyr) :
Conglomérat 50%, $\phi = 30$ mm, Kc = 10, Km = 0,1
Sable 30%, $\phi = 1$ mm, Kc = 10, Km = 0,5
Argile 20%, $\phi = 0,03$ mm, Kc = 10, Km = 2
Flux de sédiment Qs = 2,8 km³/Ma
Flux d'eau Qw = 300 m³/s

Exagération verticale : x10

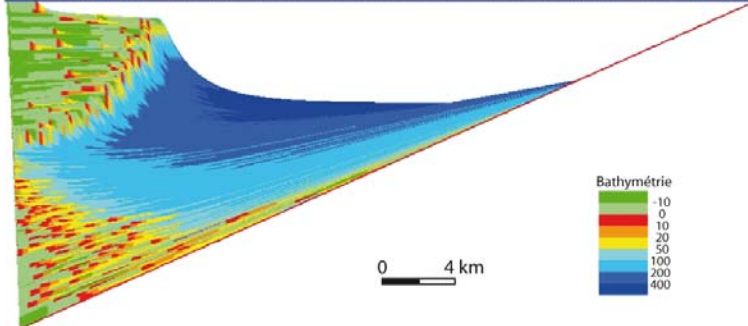
a3. Augmentation abrupte du taux de subsidence de 830 m/Ma à 1250 m/Ma à T = 1,4 Ma



b3. Augmentation abrupte du flux sédimentaire Qs = 2,8 km³/Ma à Qs = 5,5 km³/Ma à T = 1,4 Ma



c3. Diminution abrupte du flux d'eau de Qw = 300 m³/s à Qs = 30 m³/s à T = 1,4 Ma



Bathymétrie
-10
0
10
20
50
100
200
400

0 4 km

Figure III-7 : Simulations stratigraphique de la transition entre Lower Group et Middle Group (1,4 Ma). (a) Augmentation du taux de subsidence, tous les autres paramètres restant constants. (b) Augmentation du flux sédimentaire, tous les autres paramètres restant constants. (c) Diminution du flux d'eau, tous les autres paramètres restant constants.

III. 5. 3. Progradation du Middle Group et évolution structurale

Les données de terrain montrent que la **progradation du Middle Group** présente trois stades : elle débute avec (1) une **tendance aggradante**, puis évolue avec (2) une **tendance aggrado-progradante**, pour finir par (3) une tendance à la **progradation pure voire à la progradation forcée**. Cette progradation est associée à une migration de l'activité des failles dans le même sens que la progradation. Discuter des caractéristiques de la progradation du Middle Group revient donc à discuter du schéma structural, qui devrait permettre à terme de restaurer l'organisation stratigraphique générale de la marge sud du golfe de Corinthe. Différentes simulations ont été effectuées afin de calibrer les paramètres des quatre simulations qui sont présentées ci-dessous, pour respecter l'architecture identifiée à partir de l'étude de terrain (épaisseur, distance de progradation, dimension des blocs basculés...). Ces simulations testent l'influence de l'évolution structurale et de la migration de l'activité des failles sur la progradation du Middle Group, en prenant en considération l'ensemble des avancées provenant des simulations précédentes.

Le **test (a4)** est réalisé avec une activité des failles continue dans le temps et l'espace, seul le flux sédimentaire augmente à la transition entre Lower Group et Middle Group. Toutes les failles sont actives en même temps et avec les mêmes vitesses de subsidence (*Figure III-8a*). Elles découpent le grand bloc en trois blocs basculés de 6 km de long. Le taux de subsidence est 1000 m/Ma en pied de faille et est le même pour chaque faille à chaque pas de temps. De 2,6 à 1,4 Ma, le flux sédimentaire est décroissant de 2,2 à 1,2 km³/Ma, le flux d'eau de 300 m³/s est constant. De 1,4 à 0,6 Ma, le flux sédimentaire de 5 km³/Ma est constant et le flux d'eau décroît progressivement à 30 m³/s.

Le **test (b4)** est réalisé avec une augmentation de la vitesse de subsidence et une migration de l'activité des failles au cours du Middle Group. La vitesse de subsidence passe de 830 à 1250 m/Ma à 1,4 Ma (*Figure III-8b*). Les failles sont progressivement scellées du sud vers le nord, et le maximum d'activité des failles se déplace en direction du bassin (arrêt de la faille bordière à 1,1Ma, puis de la faille suivante 0,8, puis de la faille suivante à 0,6 Ma). Dans ce test, le flux moyen est conservé constant ($Q_s = 1,7$ km³/Ma) tout au long de la simulation, ce taux correspondant en moyenne au même taux que la simulation précédente (a4).

Pour le **test (c4)**, le flux d'eau et le flux sédimentaire ont la même évolution que ceux du test de la *Figure III-8a* (*Figure III-9a*). La subsidence, quant à elle, présente une évolution similaire au test illustré en *Figure III-8b*, avec un taux de subsidence qui passe de 830 à 1250 m/Ma à 1,4 Ma, puis une migration de l'activité des failles. De plus, les failles sont progressivement scellées et le maximum d'activité des failles se déplace en direction du bassin.

Pour le **test (d4)**, les paramètres sont les mêmes que pour le test (c4), seulement la migration d'activité des failles est aussi associée à une surrection progressive du mur (*footwall*) des failles (500 m/Ma) (*Figure III-9b*).

Lorsque toutes les **failles sont actives en même temps (a4)**, pour un flux sédimentaire croissant entre le Lower Group et le Middle Group (*Figure III-8a*), la simulation numérique n'arrive pas à reproduire les grandes caractéristiques de la progradation du Middle Group. La faille bordière est active tout au long de la structuration de la marge et permet l'aggradation d'une épaisse série présentant des caractères proximaux (cône alluviaux et topset). Ceci n'est pas en accord avec les données de terrain.

Lorsque le **flux sédimentaire reste constant et que les failles migrent en direction du bassin (b4)**, la simulation numérique (*Figure III-8b*) n'arrive pas à reproduire les grandes caractéristiques de la progradation du Middle Group. Cette simulation présente un Middle Group composé en grande partie de faciès fins, sans développement de Gilbert-type fan deltas. Comme il a déjà été suggéré dans les tests précédents, une **augmentation de flux sédimentaire entre le Lower Group et le Middle Group est absolument nécessaire** pour restaurer l'architecture de la marge. L'évolution structurale et la migration d'activité des failles n'est pas une condition suffisante pour reproduire les géométries observées sur le terrain.

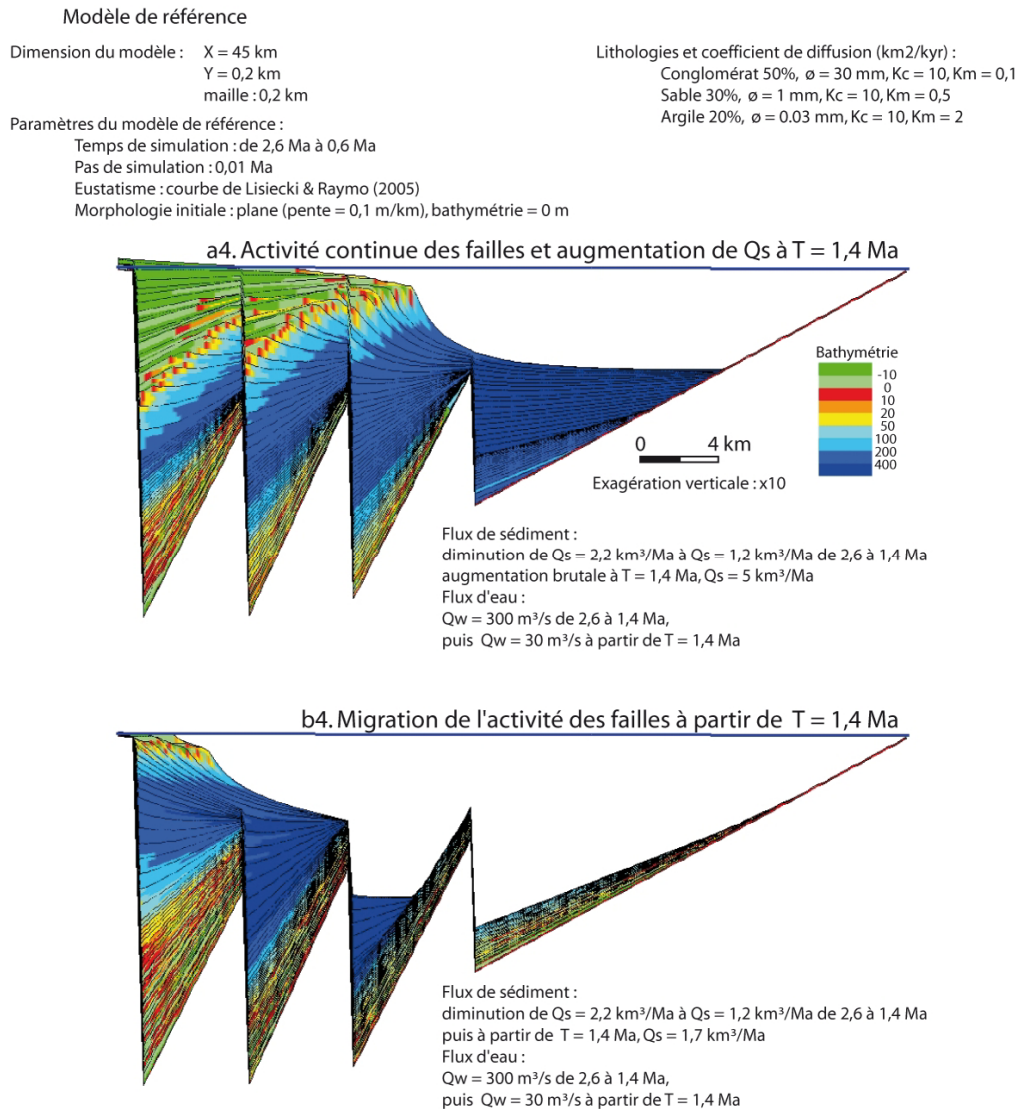


Figure III-8 : Simulations stratigraphiques de l'ensemble du remplissage de la marge sud du golfe de Corinthe et tentative de restauration de la progradation du Middle Group. (a4) Absence de migration de l'activité des failles. Le flux sédimentaire augmente brutalement à partir de 1,4 Ma. (b4) Migration de l'activité des failles. Le flux sédimentaire moyen reste le même entre le Lower Group et le Middle Group. Les failles majeures migrent à partir de 1,1 Ma.

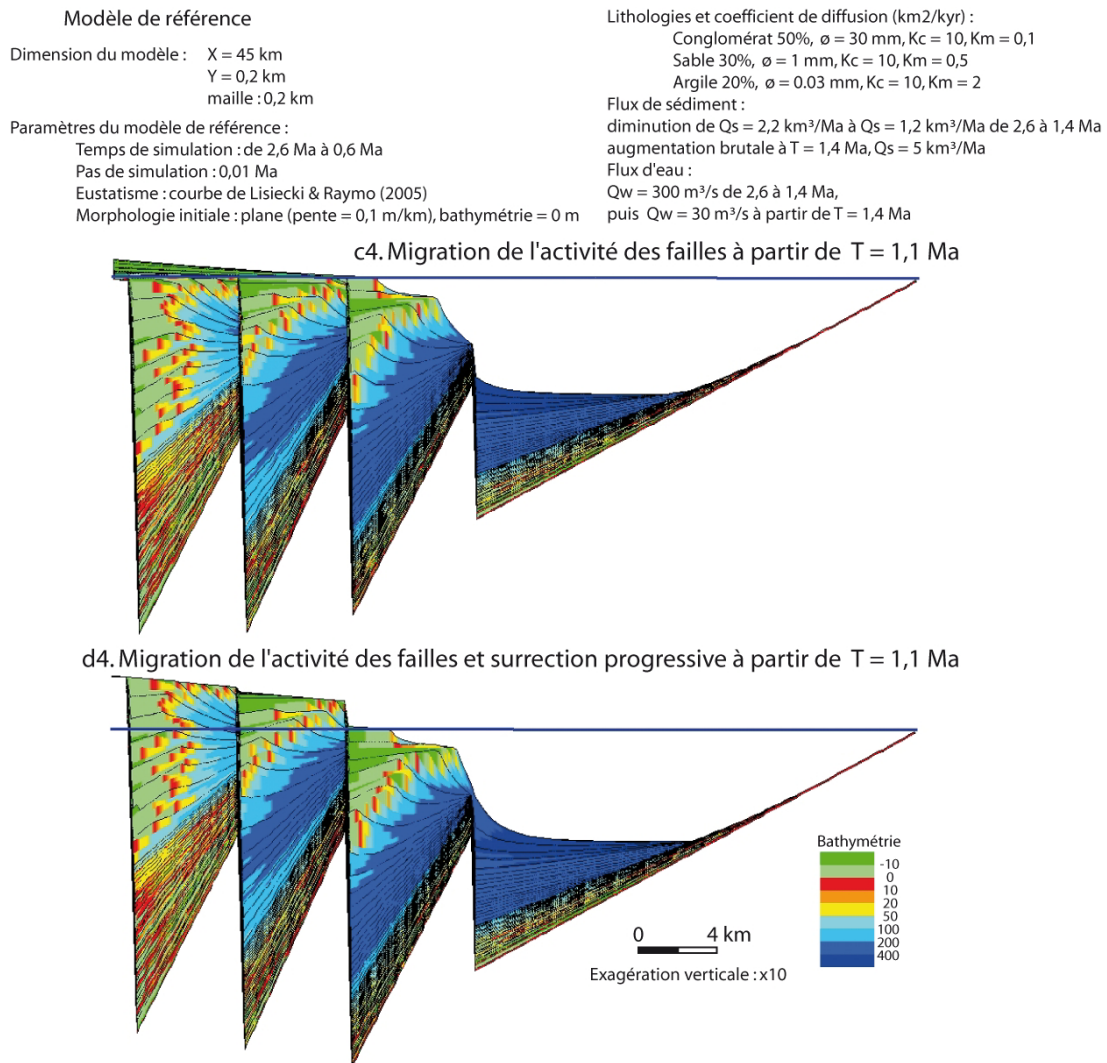


Figure III-9 : Simulations stratigraphiques de l'ensemble du remplissage de la marge sud du golfe de Corinthe et restauration de la progradation du Middle Group. (c4) Migration de l'activité des failles. Le taux de subsidence accélère à partir de 1,4 Ma et les failles majeures migrent à partir de 1,1 Ma. (d4) Migration de l'activité des failles et surrection associée au basculement des blocs. Le taux de subsidence accélère à partir de 1,4 Ma et les failles majeures migrent à partir de 1,1 Ma.

Lorsque la mise en place du Middle Group est accompagnée d'une **migration de l'activité des failles (et d'une augmentation du flux sédimentaire + diminution du flux d'eau)** (c4), la simulation numérique (Figure III-9a) **reproduit les grandes caractéristiques de cette progradation**. L'accélération du taux de subsidence à partir de la transition entre le Lower Group et le Middle Group (1,4 Ma) permet de générer une première grande séquence aggradante. Ensuite, la migration de l'activité des failles de restaurer les sur-épaississements liés à l'activité des failles et la tendance principalement progradante. Il

faut cependant ajouter à cette évolution structurale une forte augmentation du flux sédimentaire (multiplication de la valeur moyenne par 3 dans cette simulation) et une chute du flux d'eau à la transition entre Lower Group et Middle Group, pour restaurer les caractéristiques du profil de dépôt des Gilbert-type fan deltas. Le jeu de paramètres utilisé au cours de cette simulation permet aussi de restaurer les distances de progradation du Middle Group.

Lorsque la mise en place du Middle Group est accompagnée d'une **migration de l'activité des failles et de la surrection du compartiment amont (footwall) (et des variations de flux) (d4)**, la simulation numérique (*Figure III-9b*) **reproduit les grandes caractéristiques de cette progradation**. La surrection est le seul paramètre qui diffère de la simulation précédente. Cette modification permet d'étagier progressivement les surfaces d'abandon des Gilbert-type fan deltas. Cette modification induit aussi une distance de progradation plus élevée (2 km) que dans la simulation précédente. Aussi, pour arriver à la distance de progradation de la simulation (a) qui est plus cohérente avec les données de terrain, il faut diminuer le flux sédimentaire.

Une **migration de l'activité des failles, une augmentation du flux sédimentaire et une diminution du flux d'eau seules ne permettent pas de reproduire les grandes caractéristiques de l'architecture stratigraphique de la marge**. Seule une **combinaison de ces trois facteurs de contrôle** permet de proposer une solution convergente pour restaurer non seulement la transition entre Lower Group et Middle Group, mais aussi les trois grands termes de la progradation du Middle Group. De plus, les différentes surfaces d'abandon étagées sur la zone d'étude peuvent être intégrées dans cette évolution et suggèrent une surrection progressive associée à la migration de l'activité des failles (modèle d4)

III. 5. 4. Facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique interne des Gilbert-type fan deltas

Des tests ont été effectués afin d'apporter des arguments quantitatifs pour la discussion sur le rôle relatif des facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique des Gilbert-type fan deltas. Cette seconde phase de tests s'intéresse donc à une échelle plus haute résolution que les tests précédemment effectués (modèle 6 km de long, maille de 50 m). Dans tous ces tests, la bathymétrie initiale est prise égale à 200 m et le temps de simulation est pris égal à 0,2 Ma afin de se replacer dans les conditions les plus proches de la sédimentation de la séquence 4 du Middle Group qui correspond au fan delta de l'Evrostini (cf. article 2 du chapitre II).

III. 5. 4. 1) Influence de la relation entre flux sédimentaire et taux de subsidence

La première question abordée à l'aide de ces simulations à haute résolution, s'intéresse au **rapport entre flux de sédiment et vitesse de subsidence**. Cinq simulations sont présentées ci-dessous et ont été réalisées à eustatisme stable (pas de fluctuations), flux sédimentaire constant et vitesse de subsidence constante au cours du temps. La vitesse de subsidence est la même dans tout le modèle (pas de variation spatiale). Le flux de sédiment moyen a été estimé à $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (soit $18 \text{ km}^2/\text{Ma}$ en corrigeant de la largeur du modèle) afin de pouvoir explorer de forts, mais aussi de faibles taux de subsidence, tout en restant dans les gammes compatibles avec les données de terrain ($Q_s = 15,5 \text{ km}^2/\text{Ma}$). En effet, pour un flux de sédiment plus faible et un fort taux de subsidence, le Gilbert-type fan delta ne va quasiment pas présenter de topsets. A l'inverse pour un flux de sédiment plus élevé et un faible taux de subsidence, tout le sédiment sera exporté au-delà de la limite droite du modèle. Le flux d'eau et les taux de subsidence respectent les ordres de grandeurs préalablement établis.

Le **modèle de référence (a5)** est réalisé avec un flux sédimentaire constant $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$, un flux d'eau constant de $30 \text{ m}^3/\text{s}$, une vitesse de subsidence constante de 1000 m/Ma et les rapports lithologiques établis à partir de l'étude de terrain (50/30/20).

Le **test (b5)** est réalisé avec les mêmes paramètres que le modèle de référence, mais avec une vitesse de subsidence deux fois plus élevée (2000 m/Ma).

Le **test (c5)** est réalisé avec les mêmes paramètres que le modèle de référence, mais avec un flux sédimentaire deux fois plus faible ($4,5 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

Le **test (d5)** est réalisé avec les mêmes paramètres que le modèle de référence, mais avec des rapports lithologiques inversés (20/30/50). Le test (d5) est réalisé avec 20% de conglomérats (à la place de 50%) et 50 % d'argiles (à la place de 20%), le ratio des sables ne changeant pas (30%).

Le **test (e5)** est réalisé avec les mêmes paramètres que le modèle de référence, mais avec un flux d'eau plus de trois fois plus élevé ($100 \text{ m}^3/\text{s}$).

Pour le **modèle de référence (a5)**, avec un flux de sédiment de $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et une vitesse de subsidence de 1000 m/Ma , le corps sédimentaire prograde de manière continue jusqu'à $3,6 \text{ km}$ de la source (*Figure III-10a*). Globalement, les épaisseurs de chaque intervalle de temps sont décroissantes au cours du temps dans les topsets et les foresets, alors qu'en partie distale, elles sont croissantes (*Figure III-10a*). Le système est progrado-aggradant.

Lorsque la **vitesse de subsidence est doublée (b5)** par rapport au modèle de référence, l'ensemble des autres paramètres restant constants, le système prograde de $2,4 \text{ km}$ (*Figure III-10b*). Les tendances d'évolution d'épaisseur des intervalles de temps sont les mêmes que dans la simulation précédente (*Figure III-10a*). La zone de transition entre topset et foreset semble s'équilibrer dans l'espace au cours du temps. Le système est tout d'abord progrado-aggradant, puis aggradant.

Lorsque le **flux sédimentaire est divisé par deux (c5)** par rapport au modèle de référence (*Figure III-10c*), le taux de subsidence restant le même que la première simulation de référence, le système prograde de $1,5 \text{ km}$. Les tendances d'évolution d'épaisseur des intervalles de temps sont les mêmes que celles de deux simulations précédentes, avec globalement des épaisseurs plus faibles sur toute la durée de la simulation en comparaison avec les simulations (a5) et (b5). La zone de transition entre topset et foreset présente le même comportement que la simulation (b5) en s'équilibrant progressivement dans l'espace au cours du temps (progrado-aggradant puis aggradant).

Lorsque les **rapports lithologiques sont profondément changés (d5)**, le profil de dépôt est plus plat et ne présente pas les pentes caractéristiques des Gilbert-type fan deltas. Le système prograde jusqu'à 3 km (*Figure III-10d*). Les tendances d'évolution d'épaisseur des intervalles de temps sont les mêmes que dans les simulations précédentes.

Lorsque le **flux d'eau ($Q_w = 100 \text{ m}^3/\text{s}$) est plus de trois fois plus élevé (e5)** que dans la simulation de référence, le profil de dépôt est plus plat et ne présente pas les pentes caractéristiques des Gilbert-type fan deltas. Le système prograde jusqu'à $2,9 \text{ km}$ (*Figure III-10e*). Les tendances d'évolution d'épaisseur des intervalles de temps sont les mêmes que dans les simulations précédentes.

Ces premiers tests très simples semblent montrer que la distance de progradation des Gilbert-type fan delta est une fonction du flux sédimentaire, du taux de subsidence, du flux d'eau et du rapport lithologique. Les cas (b5) et (c5) montrent qu'à eustatisme stable, flux sédimentaire constant et vitesse de subsidence constante, le corps sédimentaire peut présenter une évolution au cours du temps depuis un terme progrado-aggradant jusqu'à un terme aggradant. Ces observations sont cohérentes avec les travaux de Hardy et al. (1994), qui observent même un terme rétrogradant après le terme aggradant.

Ces tests préliminaires ne permettent cependant pas de montrer si une architecture est propre à un jeu de paramètres, ou si une même architecture stratigraphique peut être reproduite pour différents jeux de paramètres.

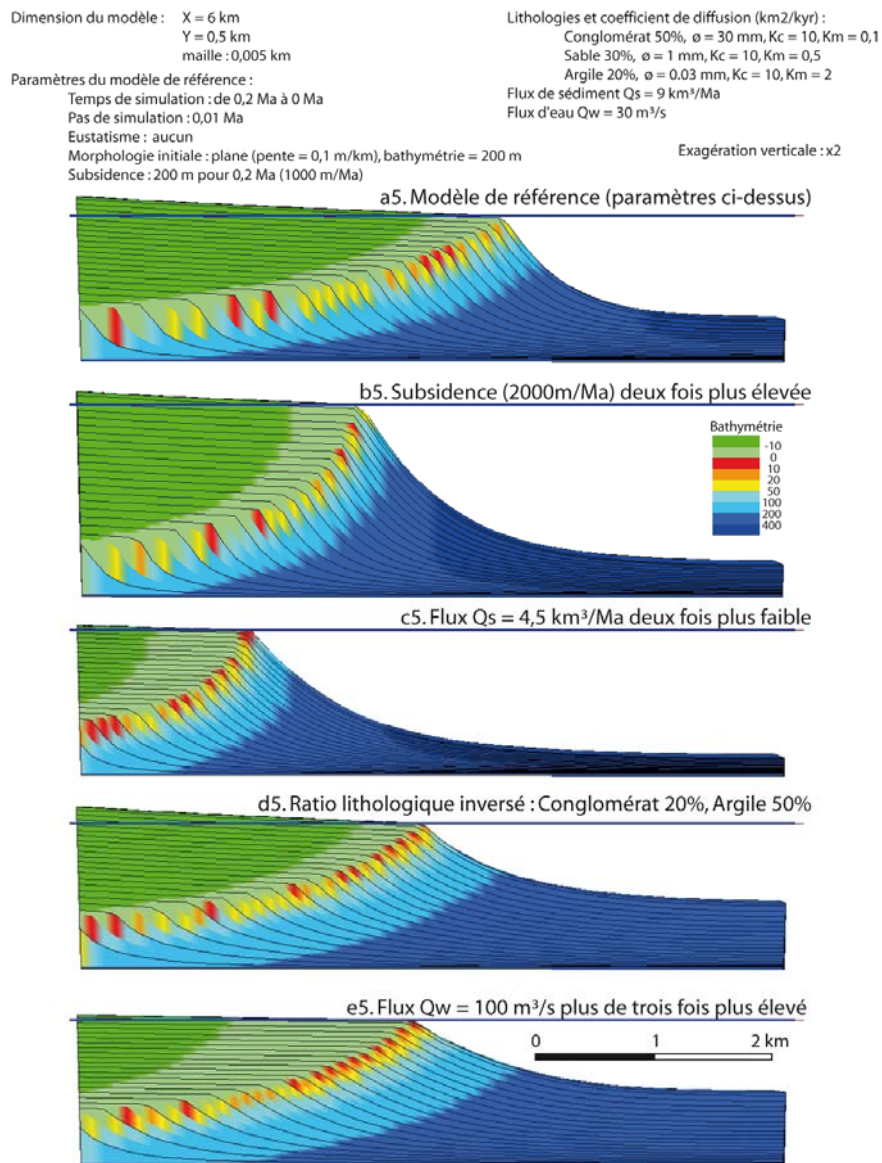


Figure III-10 : Simulations stratigraphiques à l'échelle d'un Gilbert-type fan delta illustrant l'influence relative du flux sédimentaire, du taux de subsidence, des ratios lithologiques et du flux d'eau sur l'architecture stratigraphique. (a) : modèle de référence avec un flux $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et un taux de subsidence de 1000 m/Ma. (b) taux de subsidence deux fois plus élevé que celui du modèle de référence, l'ensemble des autres paramètres étant similaires à ceux du modèle de référence. (c) flux sédimentaire deux fois plus faible que celui du modèle de référence, l'ensemble des autres paramètres étant similaires à ceux du modèle de référence. (d) ratio lithologique inversé entre les conglomérats et les argiles par rapport à ceux du modèle de référence. (e) Flux d'eau plus de trois fois plus élevé que celui du modèle de référence, l'ensemble des autres paramètres étant similaires à ceux du modèle de référence.

III. 5. 4. 2) Influence de la relation entre eustatisme et vitesse de subsidence

La seconde question qui est abordée à l'aide de ces simulations s'intéresse à l'influence du rapport entre vitesse de chute - et de remontée - du niveau marin absolu et vitesse de subsidence sur l'architecture stratigraphique des Gilbert-type fan deltas. Cinq tests sont présentés ci-dessous, au cours desquels les taux de subsidence, les flux sédimentaires et l'ensemble des autres paramètres sont constants au cours de chaque simulation. La seule variable au cours de temps est l'eustatisme, qui est représentée par une courbe théorique avec deux cycles de 100 ky et de 120 m d'amplitude à l'image des cycles eustatiques pléistocènes (*Figure III-11*). La vitesse de chute du niveau marin absolu est donc de 1500 m/Ma (120 m en 80 ky, 1,5 m/ky) pour des vitesses de remontée du niveau marin de 6000 m/Ma (120 en 20 ky, 6 m/ky). La simulation du **modèle de référence (a6)** est effectuée à flux $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et taux de subsidence de 1000 m/Ma constants (*Figure III-11a*). Ces valeurs sont les mêmes que pour le modèle de référence (a5). La courbe eustatique utilisée est celle préalablement décrite.

La **simulation (b6)** est réalisée avec le même jeu de paramètres que le modèle de référence (a6), mais avec un taux de subsidence deux fois plus élevé (2000 m/Ma).

La **simulation (c6)** est réalisée avec le même jeu de paramètres que le modèle de référence (a6), mais avec un flux sédimentaire deux fois moins élevé ($4,5 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

La **simulation (d6)** est réalisée avec le même jeu de paramètres que la simulation (c6, $Q_s = 4,5 \text{ km}^3/\text{Ma}$), mais avec une vitesse de subsidence deux fois plus faible (500 m/Ma).

La **simulation (e6)** est réalisée avec le même jeu de données que le modèle de référence (a6), mais avec une courbe eustatique théorique légèrement différente (*Figure III-11e*). La vitesse de chute du niveau marin est dans un premier temps de 1150 m/Ma (80 m en 70 ky, 1,15 m/ky), puis de 4000 m/Ma (40 m en 10 ky, 4 m/ky), pour une vitesse de remontée inchangée de 6000 m/Ma.

Pour le **modèle de référence (a6)**, les deux cycles eustatiques sont enregistrés par deux séquences qui présentent un terme progrado-aggradant (chute du niveau marin), un terme rétrogradant (remontée du niveau marin) présentant des géométries en *onlap* et un terme progradant à progrado-aggradant (haut niveau à début de la chute du niveau marin) correspondant à des topsets composites caractérisés par le développement de petits Gilbert-type fan deltas. Le terme transgressif bien développé dans les topsets et le terme composé des petits Gilbert-type fan deltas sont latéralement équivalents dans le bassin à des faciès fins qui migrent en direction du continent et présentent alors des géométries d'*onlap* sur les foresets précédemment déposés. Ces géométries sont parfaitement cohérentes avec les observations de terrain. De même, cette simulation ne reproduit pas de cortèges sédimentaires de bas niveau détachés, qui n'ont pas été identifiés sur le terrain. Lorsque le taux de subsidence est de 1000 m/ky et le flux sédimentaire Q_s est de $9 \text{ km}^3/\text{Ma}$, la distance que parcourt la première progradation est de 3,6 km (distance entre le bord du modèle et la transition topset-foreset la plus distale de la première progradation) et celle que parcourt la transgression qui suit est de 2 km. La distance de transgression est calculée à partir de la transition topset-foreset précédente jusqu'à la transition topset-foreset qui a le plus migré vers le continent (gauche du modèle).

La **simulation (b6)** qui est effectuée avec le même jeu de paramètres que le modèle de référence, mais avec un taux de subsidence deux fois plus élevé, présente les mêmes grandes tendances que le modèle de référence (a6) (*Figure III-11b*). Les distances de progradation sont plus faibles et les épaisseurs entre chaque intervalle de temps sont plus élevées. Une fois encore, la simulation ne reproduit pas de cortège sédimentaire de bas niveau détaché, voir même de cortège sédimentaire purement progradant. Lorsque le taux de subsidence est de 2000 m/ky et le flux sédimentaire Q_s est de $9 \text{ km}^3/\text{Ma}$, la distance que parcourt la première progradation est de 2,8 km et celle que parcourt la transgression qui suit est de 1,4 km.

La **simulation (c6)** présente les mêmes grandes tendances que le modèle de référence (a6), avec des épaisseurs plus faibles et une distance de progradation plus faible (*Figure III-11c*). La fin du terme progrado-aggradant tend vers une géométrie de progradation pure. Lorsque le taux de subsidence est de

1000 m/ky et le flux sédimentaire de $Q_s = 4,5 \text{ km}^3/\text{Ma}$, la distance que parcourt la première progradation est de 1,9 km et celle que parcourt la transgression qui suit est de 1,3 km.

La **simulation (d6)** est effectuée avec le même jeu de paramètres que la simulation (c6), mais avec un taux de subsidence deux fois plus faible (*Figure III-11d*). Les topsets sont très peu développés et les termes aggrado-progradants préalablement identifiés présentent plutôt un caractère de progradation pure. L'aggradation de topsets n'est possible que lors des périodes de remontée du niveau marin. Lorsque le taux de subsidence est de 500 m/ky et le flux sédimentaire de $Q_s = 4,5 \text{ km}^3/\text{Ma}$, la distance que parcourt la première progradation est de 2,4 km et celle que parcourt la transgression qui suit est de 1,7 km.

Enfin, la dernière **simulation effectuée (e6)** réalisée présente les mêmes grandes tendances précédemment décrites (*Figure III-11e*). Pendant la période d'accélération de la chute du niveau marin (4000 m/Ma), un cortège en progradation pure se développe. Il n'y a pas de cortège de bas niveau détaché.

L'accommodation correspondant à la somme de l'eustatisme et de la subsidence, ces différents tests montrent que pour un même ratio A/S (accommodation sur flux sédimentaire), comme c'est le cas pour les simulations (b6) et (c6), ou (a6) et (d6), les cortèges sédimentaires peuvent présenter des caractères distincts (aggrado-progradant pour la simulation (b6), progradant à progradation pure pour la simulation (c6)). Une architecture stratigraphique sera donc propre à un jeu de paramètres. Ce point est tout de même à nuancer étant donné que les coefficients de diffusion sont constants dans tous ces tests. Ces simulations montrent aussi qu'il n'est pas possible de créer de cortège de bas niveau détaché avec les jeux de paramètres explorés, ce qui coïncide avec les observations de terrain. Enfin, ces simulations montrent que l'accélération de la vitesse de chute du niveau marin peut être une bonne explication pour restaurer le caractère en progradation pure des cortèges qui précèdent les cortèges transgressifs observés sur le terrain.

Ces simulations soulèvent un point qui peut paraître contre-intuitif. Pour un même flux sédimentaire (simulations (a6) et (b6)), la distance que parcourt la transgression est moins élevée lorsque le taux de subsidence est plus fort. En fait, ce point est normal et correspond à la distorsion du signal eustatique lié au fort taux de subsidence. Pour un cycle eustatique de 120 m en 100 ky, la vitesse de chute du niveau marin absolu est de 1500 m/Ma, puis passe à 0 (à 20 ky) avant d'atteindre des vitesses de remontée du niveau marin de 6000 m/Ma. Pour un taux de subsidence de 1500 m/Ma ou plus, le niveau marin relatif ne présente plus de chute. Ainsi, le Gilbert-type fan delta va avoir tendance à aggrader plutôt qu'à prograder/retrograder. La distance entre progradation et rétrogradation va ainsi être diminuée. Les cycles eustatiques sont alors lissés par cette accommodation toujours positive et croissante.

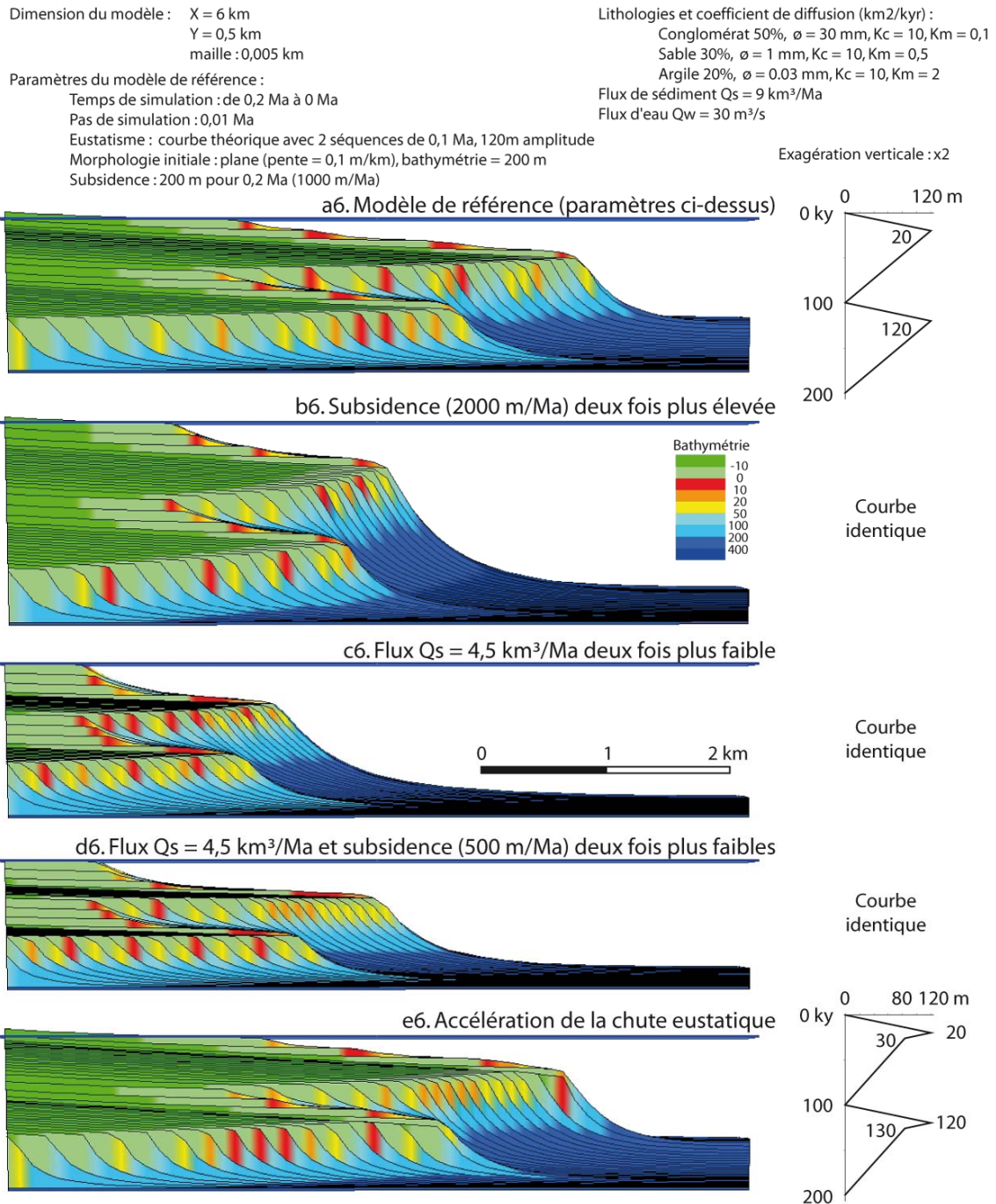


Figure III-11 : Simulation stratigraphique illustrant l'influence relative de la vitesse de chute – et de remontée – du niveau marin par rapport au taux de subsidence, sur l'architecture des Gilbert-type fan deltas. Voir texte pour un commentaire détaillé.

III. 5. 4. 3) Hiérarchisation des différents paramètres de contrôle

La dernière question qui est abordée au cours de ce travail de simulation numérique, concerne la hiérarchisation des facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique à l'échelle des Gilbert-type fan deltas. Dans toutes les simulations jusqu'alors réalisées au cours de ce travail, le flux sédimentaire et le taux de subsidence ont été conservés constants pendant toute la durée de chaque simulation. Est-ce qu'une fluctuation de l'un de ces paramètres peut reproduire les géométries induites par une variation eustatique ? Est-ce qu'une fluctuation d'un autre paramètre comme le flux d'eau ou le rapport lithologique peut reproduire ces mêmes géométries ? Quatre simulations sont présentées ci-dessous et sont comparées au **modèle de référence (a6=a7) contrôlé par l'eustatisme**, pour tenter de répondre à ces questions.

La **simulation (b7)** est réalisée avec un **flux sédimentaire variable**, et une subsidence constante et un eustatisme stable (*Figure III-12b*). Elle débute avec un flux sédimentaire de $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ de 0,2 à 0,15 Ma, puis passe à $Q_s = 3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ de 0,15 à 0,11 Ma, et repasse à $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ de 0,11 à 0,05 Ma, puis ensuite à $Q_s = 3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ de 0,05 à 0,01 et finir enfin à $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ jusqu'à 0 Ma. Les valeurs de flux sédimentaire sont choisies à 3 et 9 km^3/Ma afin de représenter une chute, et une augmentation, de ce flux sédimentaire de plus de 50%. Les intervalles de temps ont été choisis afin de pouvoir représenter des cortèges progradants et retrogradants de manière assez synchrone avec ceux guidés par l'eustatisme du cas (a7).

La **simulation (c7)** est réalisée avec une **vitesse de subsidence variable**, et un flux sédimentaire constant $Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et un eustatisme stable (*Figure III-12c*). Elle débute avec une subsidence de 1000 m/Ma (50 m pour 50 ky) de 0,2 à 0,15 Ma, puis passe à 0 m/Ma de 0,15 à 0,1 Ma, et passe à 3000 m/Ma (150 m pour 50 ky) de 0,1 à 0,05 Ma, pour finir à 0 m/Ma de 0,05 à 0 Ma. Les valeurs de taux de subsidence sont choisies afin d'explorer l'ensemble de la gamme, et même au-delà, des taux estimés au début de ce chapitre. Les intervalles de temps ont été choisis afin de pouvoir représenter des cortèges progradants et retrogradants de manière assez synchrone avec ceux guidés par l'eustatisme du cas (a7).

La **simulation (d7)** est réalisée avec un **flux d'eau variable** et l'ensemble des autres paramètres constant (*Figure III-12d*). Cette simulation débute avec un flux d'eau $Q_w = 30 \text{ m}^3/\text{s}$ de 0,2 à 0,15 Ma, puis passe à $Q_w = 100 \text{ m}^3/\text{s}$ de 0,15 à 0,11 Ma, et repasse à $Q_w = 30 \text{ m}^3/\text{s}$ de 0,11 à 0,05 Ma, puis ensuite à $Q_w = 100 \text{ m}^3/\text{s}$ de 0,5 à 0,01 et finir enfin à $Q_w = 30 \text{ m}^3/\text{s}$ jusqu'à 0 Ma. Les valeurs de flux d'eau ont été choisies afin d'explorer la gamme de flux d'eau estimés au début de ce chapitre.

La **simulation (e7)** est réalisée avec **des rapports lithologiques variables** et l'ensemble des autres paramètres constant (*Figure III-12e*). Cette simulation débute avec un ratio de 50% de conglomérats et 20% d'argiles (50/20) de 0,2 à 0,15 Ma, puis passe à 20/50 de 0,15 à 0,11 Ma, et repasse à 50/20 de 0,11 à 0,05 Ma, puis ensuite à 20/50 de 0,5 à 0,01 et finir enfin à 50/20 jusqu'à 0 Ma.

Dans la **simulation (b7)**, une chute brutale du flux sédimentaire ($Q_s = 3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) induit un cortège transgressif avec l'aggradation de topsets présentant des géométries en *onlap*. Ces topsets sont latéralement équivalents à des faciès fins dans le bassin qui viennent en *onlap* sur les foresets précédents. Cette première géométrie converge avec les géométries résultant d'une remontée du niveau marin. Lorsque le flux sédimentaire repasse à une valeur élevée ($Q_s = 9 \text{ km}^3/\text{Ma}$), le Gilbert-type fan delta présente un caractère aggrado-progradant jusqu'à la prochaine chute de flux sédimentaire. Les petits Gilbert-type fan deltas amalgamés dans les topsets ne sont pas reproduits par une chute de flux sédimentaire. Des tests complémentaires ont été effectués et montrent qu'il faut atteindre un flux nul pour pouvoir restaurer ces petits Gilbert-type fan deltas amalgamés. En plus de cette condition, il faut que cet arrêt d'alimentation soit suffisamment long pour que la subsidence puisse créer un espace disponible permettant le développement de petits Gilbert-type fan deltas amalgamés. Avec le taux de subsidence utilisé (1000 m/Ma), des événements de moins de 5 ky ne peuvent générer que des différentiels de 5 m.

Cela permettrait d'expliquer certains petits Gilbert-type fan deltas amalgamés observés sur le terrain, mais pas les plus gros qui peuvent atteindre 20 m d'amplitude.

Dans la **simulation (c7)**, une chute brutale et un arrêt de subsidence entraîne une progradation pure du Gilbert-type fan delta. Cette première géométrie est convergente avec une géométrie liée à une chute ou une accélération de la chute du niveau marin. Ensuite, une augmentation brutale n'entraîne pas un ennoisement du système. Un cortège aggrado-progradant se développe alors depuis le dernier point de transition entre topset de foreset de la progradation pure sous-jacente. Le point de transition entre topset et foreset prograde (ou aggrade) toujours en direction du bassin tout au long de cette simulation.

Dans la **simulation (d7)**, une chute ou une augmentation de flux d'eau n'influence pas de manière significative la migration du point de transition entre topset et foreset (*Figure III-12d*). Une augmentation de flux d'eau permet de générer des géométries en *onlap* dans les topsets, et une chute permet de générer des géométries en *downlap* dans le bassin à la transition entre foreset et bottomset.

Dans la **simulation (e7)**, une forte chute de la teneur en conglomérats induit un aplatissement du profil du Gilbert-type fan delta (*Figure III-12e*). Une forte augmentation induit une petite impulsion progradante associée à des géométries en *downlap* dans le bassin. Ces variations de rapport lithologiques qui sont pourtant très prononcées (division de la teneur en conglomérats par plus de deux fois) ne semblent pas avoir une influence forte sur l'architecture des Gilbert-type fan deltas.

Ces différents tests montrent que les variations de flux sédimentaire peuvent être responsables de l'architecture stratigraphique à très haute résolution. Il faut que le flux sédimentaire soit divisé ou multiplié par un facteur de plus de trois dans la gamme des valeurs testées, pour que cette variation induise des géométries similaires avec celles guidées par l'eustatisme. Les variations de vitesse de subsidence peuvent être responsables de l'architecture stratigraphique à plus grande échelle avec le développement de cortèges en progradation pure lors d'un arrêt de subsidence. Par contre, ces simulations tendent à montrer qu'une accélération du taux de subsidence n'induit pas un cortège transgressif. Des tests complémentaires ont été effectués et montrent qu'il faut dépasser 5000 m/Ma pour commencer à reproduire les géométries guidées par l'eustatisme (terme retrogradant). Ce point est logique puisque faire varier les vitesses de subsidence dans les mêmes gammes que les vitesses de remontée du niveau marin, revient à reproduire une variation du niveau marin relatif. Cependant, ces valeurs qui dépassent 3000 m/Ma sont largement en dehors des gammes de vitesses de subsidence estimées sur la zone d'étude.

Cette remarque va dans le sens d'un point qui a été soulevé précédemment. Lorsque le système est toujours soumis à un taux de subsidence positif (ici revenant à l'accommodation puisque l'eustatisme est stable), le corps sédimentaire aggrade et l'amplitude des progradations par rapport aux rétrogradations est diminuée. Avec les gammes de flux sédimentaire, de taux de subsidence et les dimensions utilisées dans ces simulations (qui sont basées sur les données de terrain), des variations de taux de subsidence semblent avoir un ordre d'importance inférieur au flux sédimentaire. Néanmoins, cette conclusion est à nuancer car le pas de temps des simulations est de 5 ky. Les événements de forte amplitude et quasi instantané, comme un séisme qui crée un escarpement de 10 m, ne peuvent pas être pris en compte dans ces simulations. Enfin, le flux d'eau et le ratio lithologique sont des facteurs de contrôle très discrets de l'architecture stratigraphique. Ils peuvent être invoqués pour certaines géométries locales qui ne semblent être corrélées à aucun événement majeur suggérant une variation de flux sédimentaire, de subsidence ou de niveau marin.

Dimension du modèle : X = 6 km
Y = 0,5 km
maille : 0,005 km

Paramètres du modèle de référence :
Temps de simulation : de 0,2 Ma à 0 Ma
Pas de simulation : 0,01 Ma
Eustatisme : courbe théorique avec 2 séquences de 0,1 Ma, 120m amplitude
Morphologie initiale : plane (pente = 0,1 m/km), bathymétrie = 200 m
Subsidence : 200 m pour 0,2 Ma (1000 m/Ma)

Lithologies et coefficient de diffusion (km²/kyr) :
Conglomérat 50%, $\phi = 30$ mm, Kc = 10, Km = 0,1
Sable 30%, $\phi = 1$ mm, Kc = 10, Km = 0,5
Argile 20%, $\phi = 0.03$ mm, Kc = 10, Km = 2

Flux de sédiment Qs = 9 km³/Ma
Flux d'eau Qw = 30 m³/s

Exagération verticale : x2

0 1 2 km

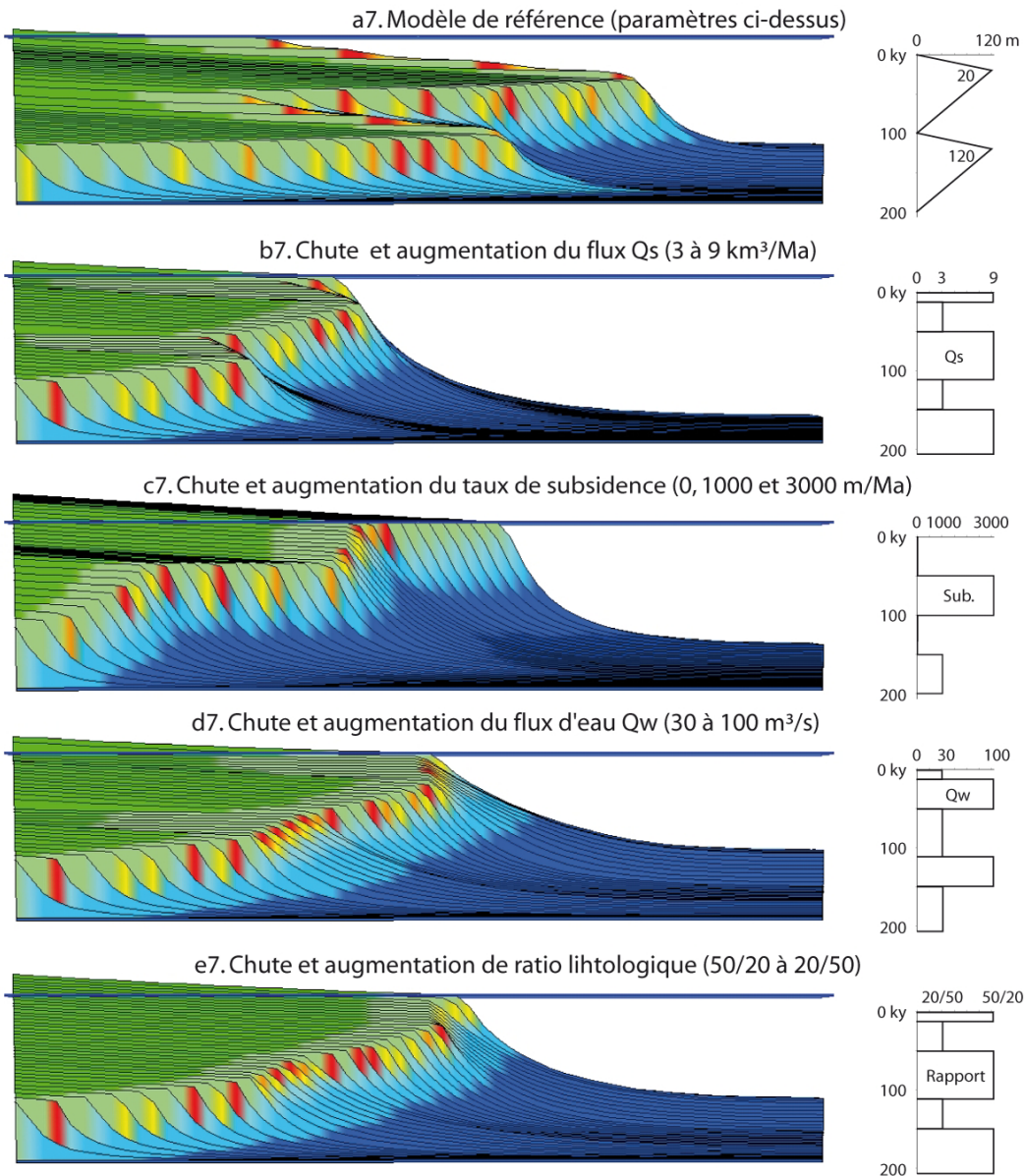


Figure III-12 : Simulations stratigraphiques visant à restaurer les géométries guidées par l'eustatisme à l'aide d'autres paramètres de contrôle de l'architecture stratigraphique. Voir le texte pour plus de détails.

III . 6. Résultats : calage des simulations aux données de terrain

III. 6. 1. Evolution de la marge sud du golfe de Corinthe

Plus de 60 tests ont été effectués afin de restaurer au mieux l'architecture stratigraphique de la marge sud du golfe de Corinthe, en prenant en compte les résultats des tests préliminaires. La *Figure III-13* illustre la simulation qui reproduit le plus fidèlement les grandes caractéristiques géométriques basées sur l'étude de terrain (*Figure III-1*).

Lower Group

Dans un premier temps, un équilibre en flux sédimentaire et vitesse de subsidence a été trouvé pour la période de dépôt correspondant au Lower Group, permettant de reproduire l'évolution bathymétrique du bassin (bathymétries de 5 à 10 m pendant le dépôt des 1000 m du Lower Group). Cet équilibre est atteint pour une valeur moyenne du flux sédimentaire de $1,7 \text{ km}^3/\text{Ma}$ ($1,7 \text{ km}^3/\text{Ma}$ sur la simulation avec une largeur de 0,2 km, soit $8,5 \text{ km}^2/\text{Ma}$ en 2D pour une largeur de simulation de 1 km) et un taux de subsidence de 830 m/Ma en pied de faille (*Figure III-13a*). Cette valeur moyenne de flux sédimentaire de $1,7 \text{ km}^3/\text{Ma}$ correspond à la moyenne des flux sédimentaires qui évoluent de manière linéaire et décroissante de 2,2 à $1,2 \text{ km}^3/\text{Ma}$, de 2,6 à $1,4 \text{ Ma}$ respectivement.

Il n'est pas possible de bien représenter les trois formations (Exochi, Valimi, Aiges Fm) qui composent le Lower Group en utilisant ces paramètres. Les apports latéraux sont probablement à l'origine de cette divergence par rapport aux données de terrain.

L'ennoiement du rift est reproduit avec une augmentation brutale du taux de subsidence (1250 m/Ma) à partir 1,4 Ma combinée à une diminution progressive du flux sédimentaire de 2,2 à $1,2 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (*Figure III-13b*).

Middle Group

L'aggradation et la progradation du delta du Kullini sont reproduites pour des valeurs croissantes du flux sédimentaire de $1,2$ à $5 \text{ km}^3/\text{Ma}$ entre 1,4 et 1 Ma (*Figure III-13c*). Parallèlement, la diminution progressive du flux d'eau (300 à $30 \text{ m}^3/\text{s}$) pendant ce même intervalle de temps permet de changer de profil de dépôt et de reproduire les géométries des Gilbert-type fan deltas. La valeur maximale du flux sédimentaire est atteinte à 1 Ma ($5 \text{ km}^3/\text{Ma}$ sur la simulation avec une largeur de 0,2 km, soit $25 \text{ km}^2/\text{Ma}$ en 2D), permettant de restaurer la progradation de plus de 10 km du delta du Kullini. Cette implusion de flux sédimentaire intervient à un stade où la faille bordière est progressivement scellée. Un petit *onlap* ($< 100 \text{ m}$) se développe alors sur le nez de bloc de la faille bordière. Le système sédimentaire migre ensuite plus au nord, associé à la migration de l'activité principale des failles. C'est la deuxième faille plus au nord qui devient la faille principale et qui permet l'accumulation de près de 1000 m de faciès proximaux. Durant cette période (1 à 0,8 Ma), les fan deltas du Mavro et de l'Ilias progradent dans un bassin qui devient de plus en plus profond (*Figure III-13d*). La troisième faille est active permettant l'accumulation de plus de 500m de foresets au niveau du fan delta de l'Ilias.

La deuxième faille est progressivement scellée et la troisième faille devient la plus active. Le mur de la faille (*footwall*) est soumis progressivement à la surrection, alors que le toit de la faille subside. Le fan delta de l'Evrostini se développe alors entre 0,8 et 0,6 Ma et enregistre les termes ultimes de la progradation du Middle Group (*Figure III-13e*).

Upper Group

A partir de 0,6 Ma, toute la zone est soumise à la surrection (taux moyen de $1,7 \text{ mm/a}$). Ce taux est plus élevé que les taux de surrection actuels (1 à $1,5 \text{ mm/a}$). Cependant, pour abandonner définitivement le Gilbert-type fan delta de l'Evrostini, il ne faut pas que le prochain haut niveau marin puisse transgresser sur les topsets de ce fan delta. Pour les cycles à 100 ky et 120 m d'amplitude, la vitesse de

remontée est de 6 m/ky, soit 6 mm/a. Si le golfe de Corinthe est déconnecté de la Méditerranée, lors du bas niveau, à l'image de l'évolution récente du golfe, l'amplitude n'est plus que de 70 m (e.g. Collier et al., 2000) ce qui implique une vitesse de remontée de 3,5 m/ky. Le taux de surrection lors de l'abandon du Middle Group devait donc être très élevé. Le taux moyen utilisé dans cette simulation ne paraît donc pas disproportionné. Durant cette surrection généralisée, le flux sédimentaire chute alors brutalement de 5 à 0,5 km³/Ma (soit 2,5 km²/Ma en 2D) afin de reproduire l'inversion des bassins versants. Plus au nord, le bassin continue de subsider (1200 m/Ma). Le rift évolue alors progressivement vers sa configuration actuelle, avec une bathymétrie de l'ordre de 800 m et une largeur moyenne de 20 km (Figure III-13f). Dans l'axe de la simulation, aucun Gilbert-type fan delta ne prograde dans le golfe récent.

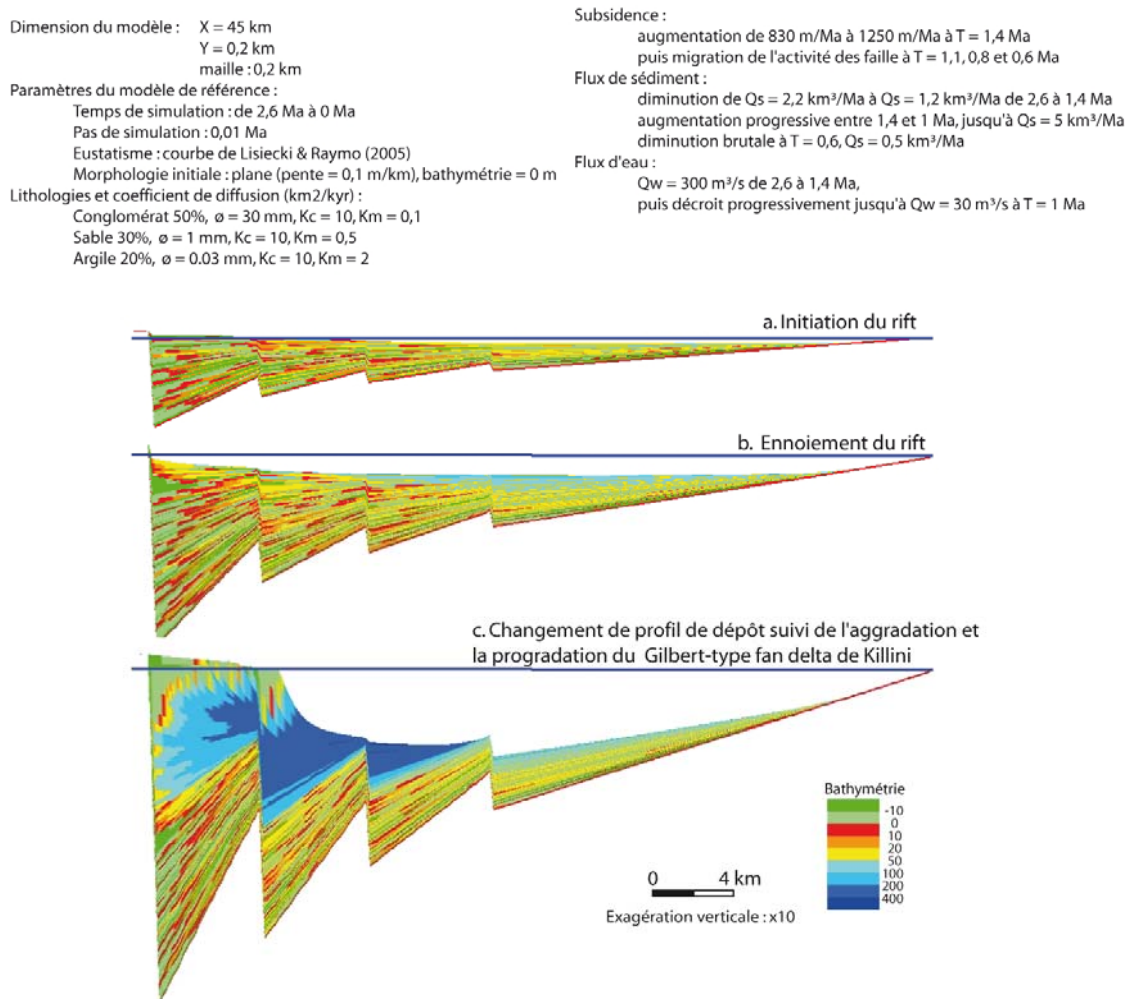


Figure III-13 : Evolution de la marge sud du golfe de Corinthe. (a) Initiation du rift. (b) Ennoiement du rift à la fin du Lower Group et changement brutal du taux de subsidence (1,4 Ma). (c) Aggradation du Gilbert-type fan delta du Kullini enregistrant la variation progressive du flux sédimentaire et du flux d'eau, et progradation du Gilbert-type fan delta du Kullini suite au « pulse » du flux sédimentaire et au scellement progressif de la faille bordière.

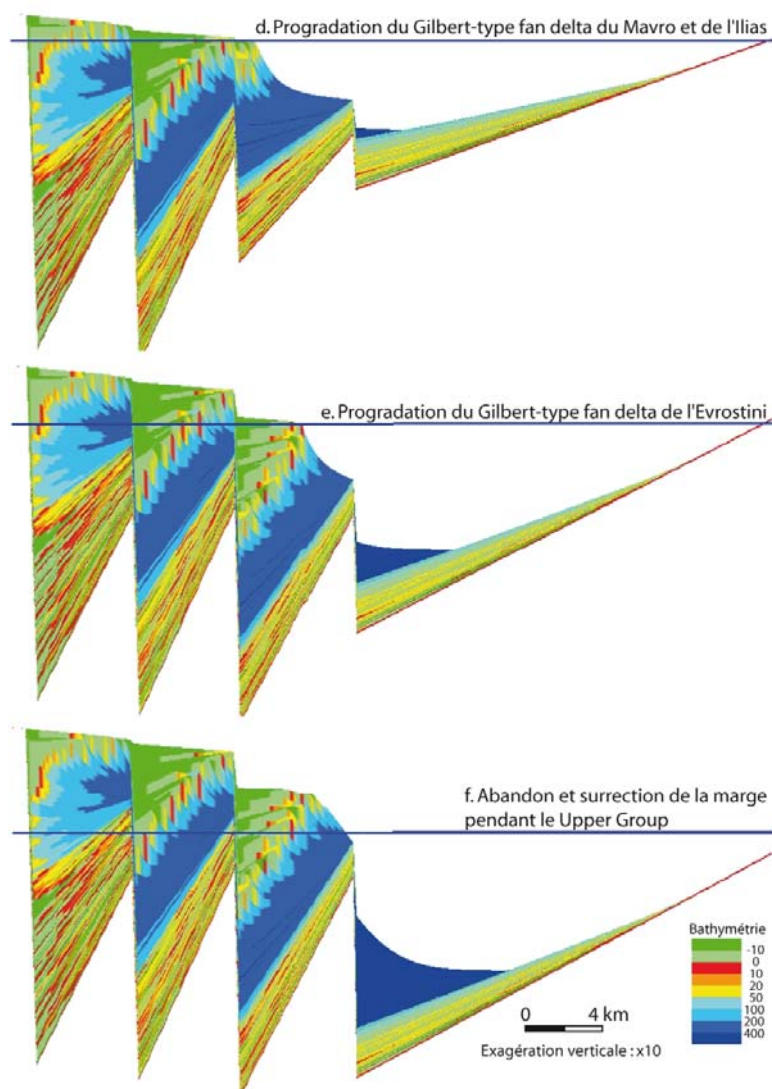


Figure III-13 (suite) : Evolution de la marge sud du golfe de Corinthe. (d) Progradation du Gilbert-type fan delta du Mavro et de l'Ilias (1 à 0,8 Ma). (e) Progradation du Gilbert-type fan delta de l'Evrostini (0,8 à 0,6 Ma) et étagement progressif de la surface d'abandon du Mavro. (f) Surrection de la marge sud du golfe de Corinthe (Upper Group, 0,6 à 0 Ma).

III. 6. 2. Modèle d'âge et flux sédimentaire

Le modèle d'âge utilisé au cours de ces simulations présente des limites majeures à 2,6, 1,4 et 0,6 Ma. Il a été choisi pour que la durée du Middle Group soit maximale afin que la quantification des flux sédimentaires et des taux de subsidence aboutissent à des valeurs minimales pour cette période de temps. Ce modèle repose sur les données publiées dans l'article 1 du chapitre II et est totalement cohérent avec les récents travaux de Ford et al. (in press). Placer la limite entre Middle Group et Upper Group au delà de 0,6 Ma ne paraît pas raisonnable car cela implique des taux de surrection de plus du double des taux actuels qui sont eux-mêmes très élevés (1 à 2 mm/a). La limite entre Lower Group et Middle Group est plus discutable mais ne peut pas être plus ancienne que 1,8 puisqu'une grande partie du Lower Group présente des âges Pléistocène compris entre 1,8 et 0,9 Ma en incluant les barres d'erreur. Les simulations montrent que l'augmentation du flux sédimentaire n'intervient pas directement à la transition entre ces deux groupes, mais est déphasée et intervient plutôt au moment du scellement de la faille bordière. Dans la simulation présentée ici, le maximum de flux sédimentaire est atteint à 1 Ma. Cette période est une période critique de l'évolution du Pléistocène qui correspond à la Mid-Pleistocene Revolution où le climat change d'un contexte tropical vers un contexte semi-aride en Grèce. Ce point est intéressant puisqu'il permettrait de proposer une explication à la diminution du flux d'eau qui est absolument nécessaire pour restaurer les architectures des Gilbert-type fan deltas. De plus, ce contexte climatique semi-aride est plus sensible aux variations saisonnières, qui peuvent être à l'origine de l'augmentation du flux sédimentaire. **Le modèle utilisé au cours de ces simulations paraît donc être un bon compromis entre l'ensemble des données disponibles à l'heure actuelle.**

Ces simulations numériques soutiennent les données de terrain qui montrent que la transition entre Lower Group et Middle Group traduit une augmentation du flux sédimentaire. Aussi, connaissant le volume préservé de sédiments du Lower Group et du Middle Group sur la zone d'étude, il est possible d'estimer une durée minimale pour le Lower Group afin que le flux sédimentaire pendant cette période soit égal, voir inférieur au flux sédimentaire pendant le Middle Group. Par exemple, **une durée de 0,8 Ma pour le Middle Group, implique une durée minimale pour le Lower Group de 1 Ma** (Tableau III-5). Ce point est intéressant car jusqu'à maintenant, aucune approche ne permet d'estimer l'âge de la base du remplissage qui affleure sur la marge sud du golfe de Corinthe. Cette approche permet donc de proposer une borne minimale à 2,4 Ma.

Les valeurs obtenues pour le flux sédimentaire distribué depuis une source unique sont très élevées (182 km³/Ma à partir des flux préservés, 293 km³/Ma à partir de l'approche DIONISOS pour le Middle Group) mais sont totalement cohérentes avec les valeurs de certaines des plus grosses rivières actuelles dans le golfe de Patras et de Corinthe (e.g. Piper & Panagos, 1981 ; Perrisotaris et al., 2000). Cette **convergence de valeur tend à valider le modèle d'âge** utilisé au cours de ces simulations.

Durée du Middle Group (Ma)	Flux Sédimentaire moyen du Middle Group (km ³ /Ma)	Durée minimale du Lower Group (Ma)	Taux de subsidence maximum (m/Ma)	Taux de subsidence moyen (m/Ma)
0,4	364,0	0,5	3750	2000
0,5	291,2	0,6	3000	1600
0,6	242,7	0,7	2500	1333
0,7	208,0	0,8	2143	1143
0,8	182,0	1,0	1875	1000
0,9	161,8	1,1	1667	889
1,0	145,6	1,2	1500	800

Tableau III-5 : Estimation de la durée minimale du Lower Group à partir de la durée du Middle Group. Les vitesses de subsidence moyennes et maximales sont reportées en fonction de la durée pour le Lower Group. La vitesse de subsidence moyenne est calculée à partir de l'épaisseur moyenne du Lower Group, et la vitesse maximale à partir de l'épaisseur maximale.

III . 7. Apports des simulations stratigraphiques

Les simulations stratigraphiques ont permis d'apporter des éléments de discussion très intéressants pour répondre aux questions soulevées au début de ce chapitre. Tout d'abord, un équilibre entre flux sédimentaire et subsidence est possible et permet d'expliquer l'évolution bathymétrique du bassin. C'est principalement **l'évolution spatiale de la vitesse de subsidence qui permet d'expliquer l'enneigement du rift**. Ensuite, la transition entre Lower Group et Middle Group est marquée par une augmentation du flux sédimentaire (de 116 à 293 km³/Ma), une augmentation de la vitesse de subsidence (de 830 à 1250 m/Ma) et une diminution du flux d'eau (de 300 à 30 m³/s). **Dans le cadre du modèle d'âge utilisé, les simulations stratigraphiques 2D montrent que la subsidence augmente donc de 50 % de la valeur initiale, le flux sédimentaire est multiplié par un facteur supérieur à 2 et le flux d'eau varie d'un ordre de grandeur à la transition entre Lower Group et Middle Group**. Ensuite, la progradation du Middle Group est principalement contrôlée par l'évolution structurale du rift. L'eustatisme ne semble pas influencer l'organisation stratigraphique globale, mais plutôt l'organisation stratigraphique à haute résolution (hétérogénéité à l'intérieur des corps sédimentaires). Enfin, le modèle d'âge utilisé semble être le meilleur compromis en l'état actuel des connaissances sur la zone. Utiliser une limite inférieure, prise ici à 2,6 Ma, plus ancienne reviendrait à diminuer les valeurs de flux et de taux de subsidence, impliquant une variation des facteurs de contrôle de plus de 50% comme proposé ci-dessus.

Les simulations effectuées à petites échelles spatiales et temporelles, montrent qu'il est très difficile de restaurer l'influence de l'eustatisme à l'aide de fluctuations du flux sédimentaire ou de la vitesse de subsidence. Cela serait bien sûr possible si la vitesse de subsidence suivait exactement l'évolution de l'eustatisme. Cependant, cela implique des taux de subsidence totalement incohérents (6000 m/Ma) et une évolution temporelle discontinue et périodique. Les géométries majeures marquées par une rétrogradation importante semblent donc être contrôlées par l'eustatisme. Par contre, les géométries de faible amplitude (< 10 m) et de faible empiètement (< 200 m), comme certains petits Gilbert-type fan deltas qui se développent à la transition entre topset et foreset, ne peuvent être directement attribuées à un facteur de contrôle.

Les simulations effectuées au cours de ce travail permettent aussi de reproduire une géométrie remarquable (discordance) qui découpe le remplissage du golfe actuel en deux grands ensembles (visible sur les profils sismiques de Zelt et al. (2004) par exemple). La restauration de cette géométrie n'était pas un objectif de cette approche par simulation numérique. Cependant, le schéma structural simple mis en œuvre au cours de ces simulations permet d'intégrer cette géométrie dans l'histoire de l'évolution tectono-sédimentaire proposée ici. Ceci peut être fortuit, mais cela peut aussi être un argument supplémentaire en faveur du modèle proposé.

Il faut tout de même nuancer les apports de ces simulations en raison des limites de cette approche numérique. Tout d'abord, les failles sont verticales. Les volumes quantifiés sont donc influencés et globalement majorés par rapport à la réalité. De plus, les géométries listriques de certaines failles observées sur le terrain ne peuvent être reproduites dans ces simulations. Aussi, l'évolution structurale proposée est une évolution simplifiée par rapport à la réalité.

Ensuite, la taille des mailles (200 m x 200 m) ne permet pas de reproduire les fines architectures identifiées sur le terrain. L'impact de la prise en compte, ou non, de ces fines architectures sur l'architecture globale du rift ne peut donc pas être discuté. De même, l'approche est uniquement 2D et n'est réellement valable que pour la restauration du Middle Group et de l'Upper Group qui présentent une polarité selon la coupe de référence. Pour le Lower Group, les apports latéraux ne sont pas négligeables et peuvent influencer les résultats obtenus pour cette période de temps.

Enfin, les discussions sur l'influence de l'eustatisme sont biaisées par la courbe qui est utilisée au cours de ce travail. Une étude à fine échelle sur les derniers 120 ky, où les fluctuations eustatiques (marin et lacustre) sont bien contraintes, devraient être envisagée pour mieux discuter ce point. Et finalement, les valeurs obtenues dépendent du jeu de coefficients de diffusion déterminé au début de ce travail. Il faudrait compléter cette étude par une étude de sensibilité des valeurs de flux et de taux de subsidence pour des fluctuations autour des valeurs de coefficients de diffusion préalablement déterminées.

Le passage à une étude 3D semble donc nécessaire pour valider toutes ces avancées. Dans ce cadre, il faudrait alors chercher des éléments clés à restaurer dans le remplissage actuel du golfe de Corinthe identifiés sur les lignes sismiques publiées. Une étude 2D voir 3D à très fine échelle (20 m, 1 ky) devrait aussi être tentée pour restaurer l'architecture haute résolution des corps sédimentaires du Middle Group établie à partir des photos panorama (cf. Article 2 du chapitre II). Cette approche devrait permettre de bien discriminer les facteurs de contrôle de l'architecture à des échelles compatibles avec les approches expérimentales développées dans le chapitre suivant.

IV . Modélisation expérimentale

Après avoir effectué une étude traditionnelle de terrain complétée par une approche numérique afin de quantifier les flux sédimentaires, il s'avère nécessaire de développer une nouvelle approche afin de caractériser les facteurs de contrôle de ces flux et leurs modalités d'enregistrement dans les corps sédimentaires. L'approche expérimentale développée pour cela dans le cadre de ce travail est basée sur les dispositifs utilisés à Géosciences Rennes et fait suite à une large expérience acquise au cours de ces dix dernières années sur la dynamique de reliefs (e.g. Crave et al., 2000 ; Bonnet & Crave, 2003 ; Lague et al., 2003 ; Babault et al., 2005 ; Bonnet & Crave, 2006 ; Turowski et al., 2006).

Après un bref état de l'art sur la modélisation expérimentale en Géomorphologie et en Sédimentologie, le protocole expérimental et les résultats des douze expériences réalisées seront exposés en considérant successivement la zone en érosion puis la zone en sédimentation. Dans chacune de ces deux zones, l'objectif a été de décrire et quantifier l'effet du taux de surrection-subsidence, et dans une moindre mesure du taux de pluviométrie, sur la dynamique du transport et les géométries qui en résultent. Parmi ces expériences, six ont eu pour finalité d'étudier l'impact d'une variation de ces taux (surrection ou pluviométrie) sur l'enregistrement stratigraphique dans le corps sédimentaire. Finalement, les perspectives à ce travail préliminaire seront discutées.

Une fiche descriptive de chaque expérience réalisée ainsi qu'une synthèse des paramètres mesurés au cours des expériences sont jointes en annexes.

IV . 1. Etat des connaissances et problématique

IV. 1. 1. Modélisation expérimentale et géomorphologie

Les travaux effectués à la *Colorado State University* (CSU) par l'équipe de Schumm, synthétisés dans le recueil de Schumm et al. (1987), correspondent aux premières avancées majeures en modélisation expérimentale de la dynamique de l'érosion et de l'évolution des topographies associées. Ces expériences ont été réalisées dans le *Rainfall Erosion Facility* (REF) ; un immense bassin de 9 x 15 m rempli d'un matériau argileux sur une hauteur de 1,5 m (*Figure IV-1*). Ces travaux ont souligné l'importance des conditions initiales sur le développement des incisions et leur croissance. Le problème de reproductibilité et le nombre restreint d'expériences, liés principalement à la taille du dispositif, auxquels s'ajoute un manque de dimensionnement physique des processus élémentaires, ont cependant limité les conclusions de ces travaux à des avancées qualitatives plutôt que quantitatives.

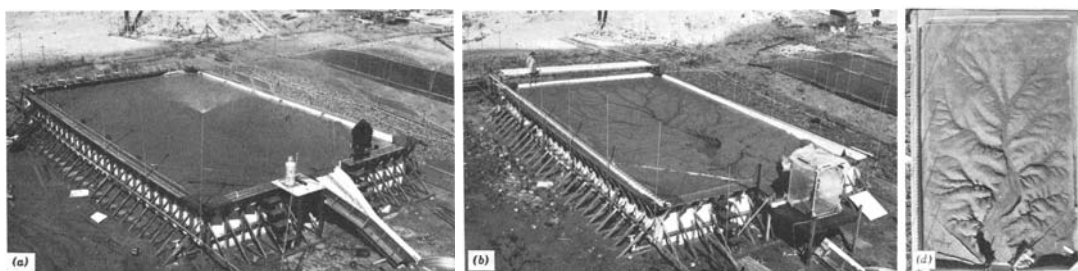


Figure IV-1 : Rainfall Erosion Facility (REF), Colorado State University (CSU), dimensions : 9.1 x 15.2 x 1.8 m. a : surface initiale, b : développement du réseau de drainage, d : prise de vue à la verticale du dispositif (Schumm et al., 1987).

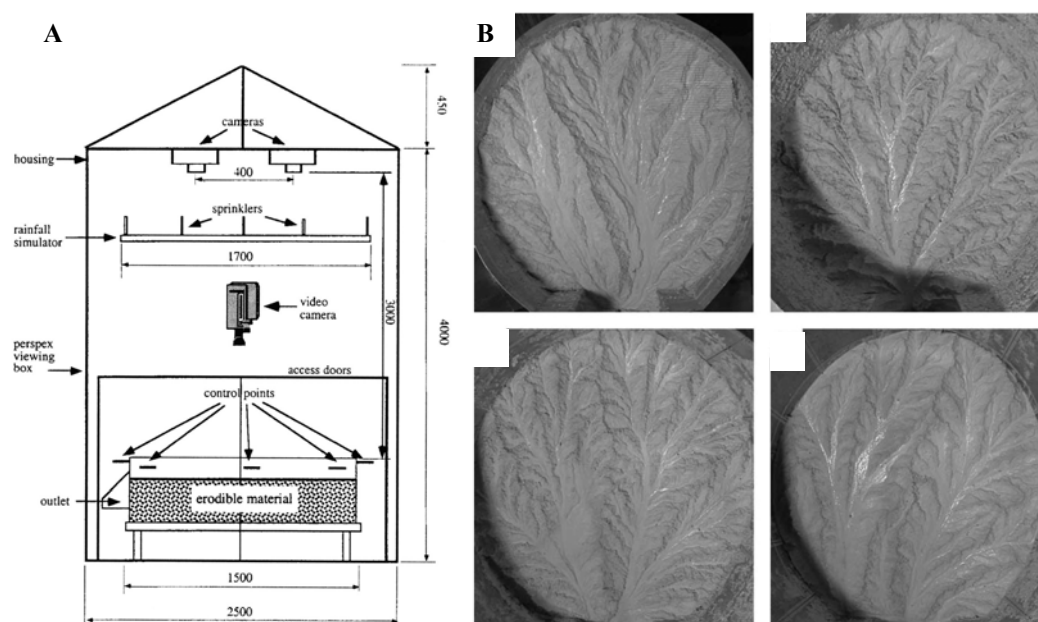


Figure IV-2 : A : Dispositif expérimental de Hancock & Willgoose (2001). B : Exemple d'expériences de Hasbargen & Paola (2000) et de Niemann & Hasbargen (2005). L'exutoire est situé dans la partie inférieure des photos.

Des dispositifs expérimentaux plus petits que le REF, sur lesquels l'ensemble des paramètres sont bien contraints (i.e. pluviométrie, granulométrie, surrection), ont été développés récemment, notamment à l'Université du Minnesota (USA : Hasbargen & Paola, 2000 ; *Figure IV-2b*), au laboratoire Géosciences Rennes de l'Université de Rennes1/CNRS (France : Crave et al., 2000 ; *Figure IV-3*) et à l'Université de Newcastle (Australie : Hancock & Willgoose, 2001 ; *Figure IV-2a*). Ces dispositifs mettent en œuvre des brumisateurs à haute pression pour reproduire la pluie et utilisent des matériaux de faible granulométrie ($<100\ \mu\text{m}$) soumis à l'érosion par ruissellement. Des appareils de mesure de la topographie et/ou des flux sédimentaires sont alors utilisés pour effectuer des bilans des produits érodés. Ces expériences ont été initialement développées dans l'objectif de fournir des exemples de dynamique érosive permettant ensuite de tester et de valider des approches numériques comme les codes SIBERIA (Hancock & Willgoose, 2001) ou EROS (Lague et al., 2003).

Les avancées fournies par ces expériences sont nombreuses mais toujours à nuancer en raison de l'absence de dimensionnement physique des modèles (Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2006). A la différence des modélisations en tectonique, le dimensionnement des expériences en géomorphologie ne peut se faire sans distorsion d'échelles d'espace et de temps en raison de la nature des écoulements et des processus liés à la taille de l'expérience. De plus, il n'est pas toujours évident de comparer les résultats de chacune de ces universités en raison de l'importance du protocole expérimental. Je ne résumerai ici que les principaux résultats obtenus à Géosciences-Rennes.

Le dispositif utilisé au laboratoire de Géosciences-Rennes a évolué au cours du temps afin d'améliorer la génération de gouttes de pluie, d'augmenter la gamme de tailles possibles des expériences et d'optimiser la numérisation des topographies. Le principal problème lors du développement de ces expériences a été de trouver un matériau suffisamment érodable mais assez cohésif pour supporter la formation de petites incisions tout en respectant un coût limité. Les premières expériences ont été réalisées avec du loess (Lague, 2002) mais les tests effectués avec une poudre de silice de faible granulométrie ($D_{50} \sim 20\ \mu\text{m}$) se sont révélés plus concluants (Crave et al., 2000).

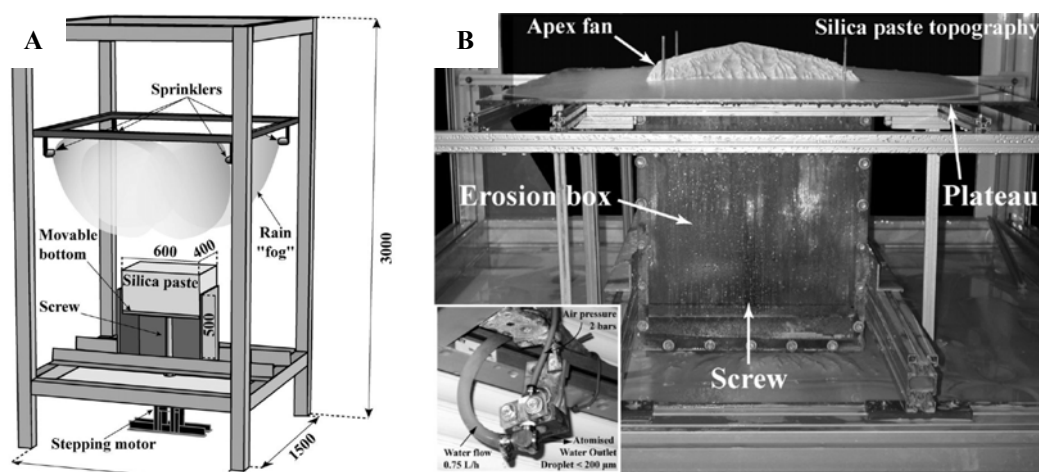


Figure IV-3 : A : Dispositif expérimental utilisé au laboratoire de Géosciences-Rennes lors de la thèse de Babault (2004). B : fin d'expérience avec sédimentation en piedmont.

Les premières expériences réalisées à Géosciences-Rennes ont porté sur la dynamique de relaxation de blocs constitués de poudre de silice (Crave et al., 2000). Dans un deuxième temps, un dispositif permettant la surrection des modèles durant leur érosion a été développé en utilisant un moteur piloté par ordinateur et une boîte à fond mobile pouvant extruder et porter à l'érosion le matériau (Lague, 2002 ; Lague et al., 2003). Ce nouveau dispositif a été mis en œuvre afin d'étudier l'influence du taux de surrection sur la géométrie des reliefs, à pluviométrie constante (Lague, 2002 ; Lague et al., 2003). Dans ces expériences, les bords de la boîte sont libres de telle sorte que les produits d'érosion sont évacués du système. Pour des taux de surrection et des taux de pluviométrie constants, l'altitude moyenne et l'altitude maximale du relief présente une évolution en deux phases ; tout d'abord ces altitudes croissent, généralement de manière exponentielle pour ensuite atteindre une valeur constante dans un deuxième temps, valeur qui correspond à l'altitude moyenne d'équilibre du relief (e.g. Lague et al., 2003 ; *Figure IV-4* ; Bonnet & Crave, 2006). Ces deux phases correspondent à la phase de croissance et à la phase d'équilibre dans l'évolution des reliefs. La stabilisation de l'altitude moyenne et de l'altitude maximale implique en effet que l'érosion compense la surrection. Durant cette phase d'équilibre, le flux de sédiment sortant correspondant à la quantité de matière érodée, est égal au flux entrant mis à disposition par la surrection (e.g. Willett & Brandon, 2002).

Cet état d'équilibre topographique (*topographic steady-state*) suggère que l'ensemble des altitudes du bassin versant ne varie pas au cours du temps et donc que les crêtes s'érodent à la même vitesse que le fond des vallées (Willett & Brandon, 2002). Les modélisations expérimentales (e.g. Hasbargen & Paola, 2000 ; Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2006) n'atteignent jamais véritablement cet équilibre topographique parfait puisque les crêtes et les fond de vallées continuent de migrer, même si l'altitude moyenne et l'altitude maximale sont stabilisées. Pour Bonnet & Crave (2006), il s'agit probablement d'une réponse du système à des variations spatio-temporelles de petite ampleur de la pluviométrie.

Partant d'une surface initiale plane, ces expériences permettent de documenter l'évolution progressive de la connectivité du relief (*Figure IV-4*). Des incisions se propagent depuis les bords de la boîte en direction du centre de la boîte, jusqu'au développement d'un réseau hydrographique totalement connecté. Le pourcentage de surface connectée par rapport à la surface totale de la boîte suit une évolution croissante exponentielle jusqu'à atteindre 100% de connectivité (Lague et al., 2003 ; *Figure IV-4*).

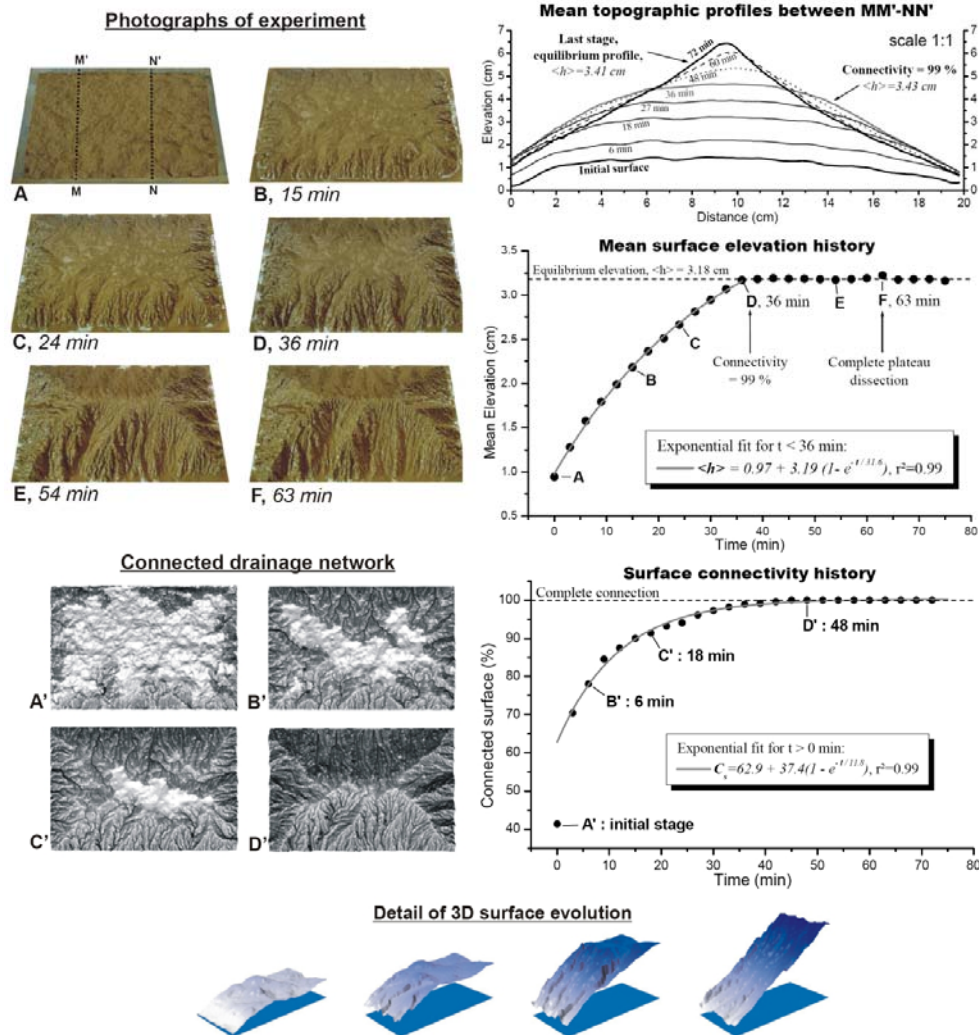


Figure IV-4 : Exemple d'évolution d'une expérience sous un taux de surrection constant et un taux de pluviométrie constant (expérience RE1 de Lague et al., 2003). L'évolution de l'altitude moyenne est représentée en fonction du temps et illustre la phase de croissance du relief et la phase d'équilibre topographique.

L'évolution spatio-temporelle d'une expérience étant bien contrainte, les travaux développés à Géosciences-Rennes se sont ensuite focalisés sur l'influence du taux de surrection sur la géométrie des reliefs à l'équilibre. Ces études montrent que l'altitude moyenne d'équilibre et le taux de surrection sont reliés par une relation linéaire positive (Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2006 ; *Figure IV-5*). Cela implique que la quantité de matière érodée, et donc le flux sédimentaire, sont proportionnels au taux de surrection lors que le système est à l'équilibre. Les relations identifiées sont clairement dépendantes de la nature du matériau utilisé et de la taille du dispositif (Bonnet & Crave, 2006 ; *Figure IV-5*). La relation qui représente l'évolution de l'altitude moyenne d'équilibre en fonction du taux de surrection montre une ordonnée à l'origine non nulle interprétée comme l'effet d'un seuil d'érosion (Lague et al., 2003 ; *Figure IV-5*).

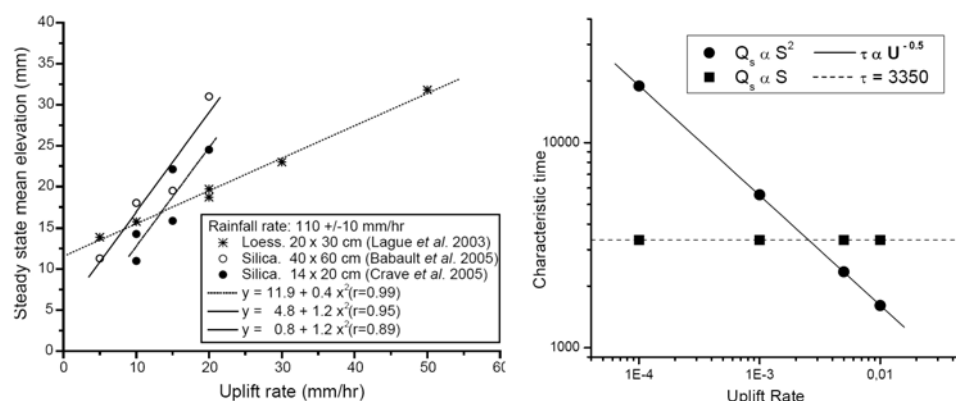


Figure IV-5 : A gauche : relations entre altitude moyenne d'équilibre et taux de surrection pour un taux de pluviométrie constant et pour différents matériaux et différentes tailles de dispositif (Bonnet & Crave, 2006). A droite : relations entre temps caractéristique du système, exposant n de la loi de transport, taux de surrection et flux sédimentaire pour un système géomorphologique dont l'évolution est contrôlée par des processus limités par le transport. Dans le cas $n=1$, le temps caractéristique est indépendant du taux de surrection (Lague, 2002).

Les travaux de Lague (2002) et de Lague et al. (2003) montrent que dans le cas d'une topographie initiale totalement connectée, la dynamique macroscopique des expériences correspond à un système linéaire caractérisé par une évolution exponentielle de l'altitude moyenne. Le calage de loi exponentielle sur l'évolution de l'altitude moyenne dans le temps permet de définir un temps caractéristique du système (Davy & Crave, 2000 ; Lague et al., 2003). La relation linéaire qui relie l'altitude moyenne d'équilibre et le taux de surrection est caractérisée par un coefficient de proportionnalité qui correspond à ce temps caractéristique du système (Lague, 2002 ; Lague et al., 2003 ; *Figure IV-5*). Cette relation est validée par d'autres observations reliant taux de dénudation et altitude moyenne (Ahnert, 1970 ; Pinet & Souriau, 1988).

En complément de l'étude de l'influence du taux de surrection sur la dynamique des reliefs, ce même dispositif a été exploité dans l'optique de tester l'influence du taux de pluviométrie (Bonnet & Crave, 2003 ; Crave et al., soumis). Des problèmes techniques au niveau de l'homogénéité de la pluviométrie et du système de numérisation des topographies ont conduit à réaliser une nouvelle « boîte à brouillard » (Figure IV-3) et à acquérir un système d'acquisition numérique stéréoscopique (gOm) qui ont été utilisés au cours de cette étude. Il a été montré que plus la pluviométrie est élevée, moins le relief est rugueux et plus les altitudes moyennes sont faibles (et inversement). Pour l'instant, les données disponibles ne permettent pas de déterminer de façon satisfaisante la loi reliant l'évolution de l'altitude moyenne du relief et le taux de pluviométrie, probablement en raison de la faible gamme de pluviométries explorée par ces expériences (Bonnet & Crave, 2006).

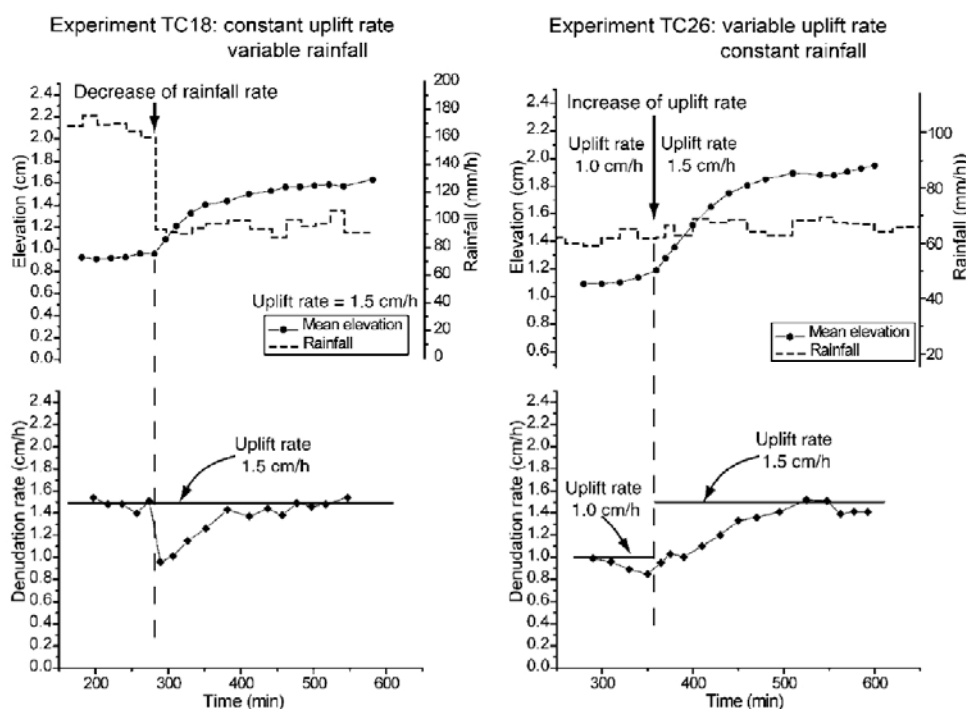


Figure IV-6 : Exemples de soulèvement topographique d'origine climatique (gauche) et tectonique (droite) en modélisation expérimentale. Dans le cas d'une origine climatique, le soulèvement est dû à une chute de la vitesse de dénudation du relief tandis qu'une augmentation du taux de soulèvement tectonique entraîne une augmentation du taux de dénudation. Il est donc théoriquement possible de différencier l'origine tectonique ou climatique d'un soulèvement topographique par l'étude de la dynamique des flux sédimentaires qui en résultent (Bonnet & Crave, 2003).

Après avoir caractérisé l'évolution d'une expérience sous des conditions constantes, après avoir caractérisé l'influence relative du taux de surrection puis du taux de pluviométrie, les travaux menés à Géosciences-Rennes se sont intéressés à l'influence du changement d'un des paramètres contrôlant le système (pluviométrie, surrection), qui pourrait correspondre dans les systèmes naturels à un forçage d'origine climatique ou tectonique (e.g. Bonnet & Crave, 2003 ; Figure IV-6). Ces travaux montrent qu'il n'est pas possible de discriminer l'origine climatique ou tectonique d'un forçage uniquement en analysant la topographie. Une chute de pluviométrie se traduit par une augmentation de l'altitude moyenne de la topographie au cours du temps. Une augmentation du taux de surrection se traduit aussi par une

augmentation de l'altitude moyenne de la topographie au cours du temps. Cependant, une variation climatique se traduit en termes de flux par une fluctuation autour d'une valeur moyenne égale au taux de surrection lorsque le système est à l'équilibre, alors qu'une variation tectonique se traduit par une évolution simple d'une valeur de flux à une autre (augmentation ou diminution) (Bonnet & Crave, 2003 ; *Figure IV-6*). Bien que l'analyse des topographies ne permette pas de discriminer la nature du forçage, un bilan volumétrique avant et après le forçage devrait le permettre. Or, un tel bilan n'est pas possible dans les systèmes naturels au niveau des topographies. Il devient alors intéressant d'analyser la zone sédimentaire associée à l'érosion des reliefs pour essayer de contraindre l'évolution de la dynamique de l'érosion et donc des reliefs.

Enfin, le dispositif de Géosciences-Rennes a été utilisé pour tester l'influence de la sédimentation de piedmont sur la dynamique des reliefs (Babault, 2004 ; Babault et al., 2005 ; *Figure IV-7*, *Figure IV-8*). Dans ces expériences, la dynamique des reliefs a tout d'abord été calibrée sans sédimentation (*Figure IV-7A*) car la taille de la boîte était plus grande que lors des expériences précédentes. Des expériences avec les bords libres (sans sédimentation) ont donc été réalisées pour différents taux de surrection, avant de placer des plateaux fixes en bordure de boîte pour piéger les produits de l'érosion (*Figure IV-7*). La mise en place de ces plateaux fixes en bordure de boîte permet l'aggradation de corps sédimentaires au pied de la zone en érosion (*Figure IV-7*). L'aggradation implique une augmentation de l'altitude du niveau de base du relief (zone de transition entre érosion et sédimentation). L'altitude moyenne du relief ne se stabilise pas tant que le corps au pied du relief continue à aggrader. Aussi, si l'altitude moyenne du relief continue de croître, il n'est plus possible de parler d'état stationnaire topographique (*steady-state*). Un état d'équilibre a ainsi été défini, est appelé équilibre dynamique (*dynamic equilibrium*) (*Figure IV-9*).

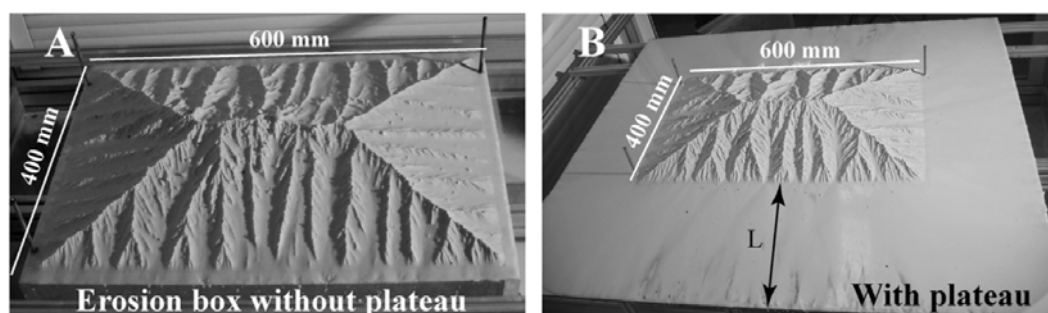


Figure IV-7 : A. photo d'une expérience de Babault et al. (2005) en état d'équilibre topographique. B. photo d'une expérience de Babault et al. (2005) en état d'équilibre dynamique. Le plateau fixe à une largeur L de 250 mm.

Dans le cas d'une sédimentation de piedmont, il est donc plus difficile de caractériser l'état du système puisque tous les paramètres d'altitude varient tant que le système sédimentaire continue d'aggrader. La définition de la **surrection relative** U_r , qui **correspond à la surrection imposée au système U à laquelle est soustraite l'aggradation à l'apex du corps sédimentaire U_f** (aggradation de la zone de transition entre érosion et sédimentation) permet de palier à ce problème (*Figure IV-8*).

L'ensemble des études précédentes ont montré que le taux de surrection contrôle l'évolution de l'altitude moyenne et par là-même les quantités érodées. Aussi, dans le cas d'un relief avec un système sédimentaire de piedmont, c'est la surrection relative qui va contrôler l'évolution du système (Babault, 2004 ; Babault et al., 2005). La sédimentation de piedmont va donc avoir un impact sur la dynamique de l'érosion des reliefs. Le temps caractéristique du système va être influencé par cette sédimentation, puisque la dynamique de l'érosion ne va plus s'équilibrer avec un taux U , mais un taux U_r qui est plus

faible. A l'équilibre dynamique, le flux sédimentaire est proportionnel au taux de surrection relative U_r ($U - U_f$). Ces expériences ont aussi montré que la transition d'une période sans sédimentation vers une période avec sédimentation implique une diminution du taux de dénudation sans pour autant avoir une origine tectonique ou climatique (Babault et al., 2005 ; Figure IV-9).

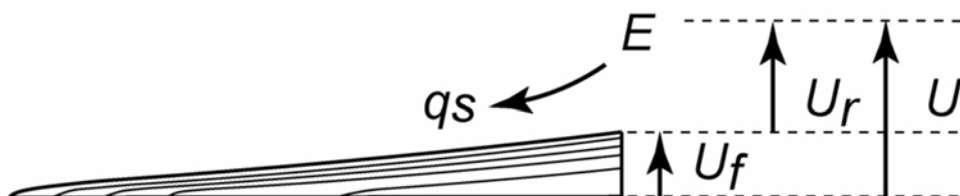


Figure IV-8 : Représentation schématisée de la surrection relative U_r qui correspond à la soustraction entre la surrection U imposée au système et l'aggradation U_f du corps sédimentaire. La dynamique de l'érosion E et donc le flux sédimentaire q_s sont alors contrôlés par la surrection relative (d'après Babault, 2004).

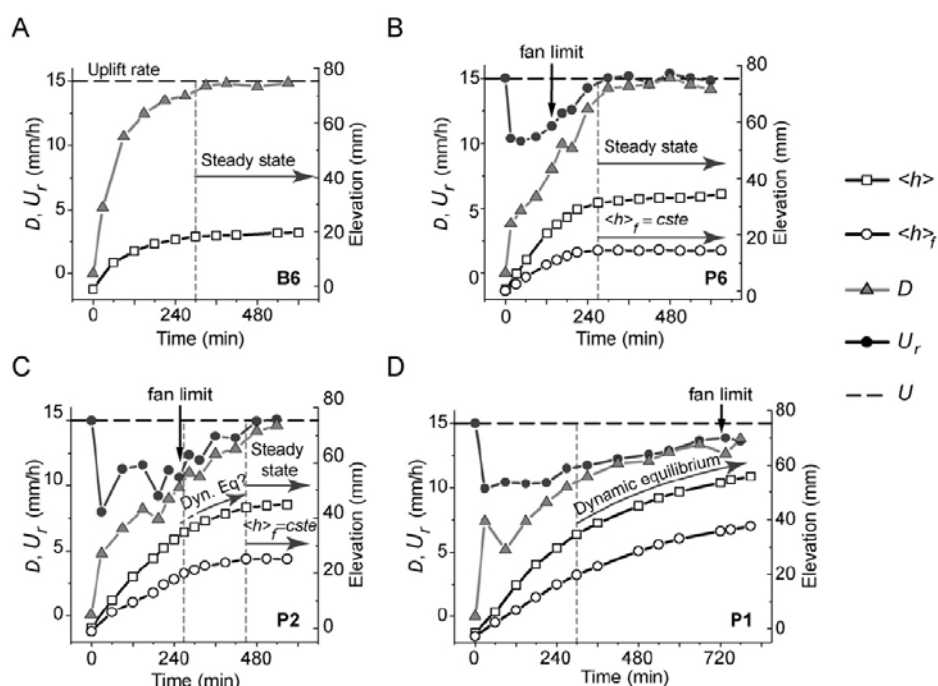


Figure IV-9 : Évolutions de l'altitude moyenne $\langle h \rangle$, de l'altitude moyenne de l'apex de la sédimentation de piedmont $\langle h \rangle_p$, du taux de dénudation D , de la surrection relative U_r , et de la surrection U imposée au système en fonction du temps (Babault et al., 2005). A. Evolution pour une expérience à bords libres (sans sédimentation). B, C, D. Evolution pour une expérience avec des plateaux fixes. L'altitude moyenne continue de croître tant que le corps sédimentaire aggrave. Dès que le corps sédimentaire atteint la limite du plateau fixe, le corps est en transit et n'aggrave plus. Le système atteint alors un état d'équilibre topographique (steady-state) (Babault et al., 2005).

L'étude des relations pente-aire drainée des topographies à l'équilibre (Crave et al., 2000 ; Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2006) montre que les expériences ne reproduisent qu'un nombre limité de processus d'érosion sur la topographie. Les expériences effectuées à Géosciences-Rennes ne sont pas des équivalents de processus fluviaux, la relation pente-aire drainée suggère plutôt que le processus modélisé est proche de chenaux dominés par des écoulements de débris (Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993). Ainsi, plutôt que de simuler l'ensemble des processus à l'échelle d'une chaîne de montagne, ces expériences peuvent être considérées comme des équivalents de glissements en masse entre les principales rivières formant le relief. Selon ce schéma, les bordures de la boîte correspondraient à des rivières en équilibre dans lesquelles tout le matériel érodé en amont transiterait (Bonnet & Crave, 2006).

Différentes tailles de dispositifs ont été testées à Géosciences-Rennes depuis maintenant plus de dix ans. Les dispositifs ont évolué vers des tailles de plus en plus grandes dans l'espoir de représenter au mieux la complexité des processus d'érosion en se basant sur l'hypothèse que l'érosion en un point dépend du flux d'eau accumulé en amont. Cependant, les premiers résultats n'ont pas montré d'évolution majeure de la relation pente-aire drainée (Bonnet & Crave, 2006 ; *Figure IV-10*). Ces observations ont d'ailleurs conduit à développer le dispositif utilisé au cours de ce travail, afin de générer des bassins versants deux à trois fois plus grands que dans les expériences réalisées jusqu'à ce jour.

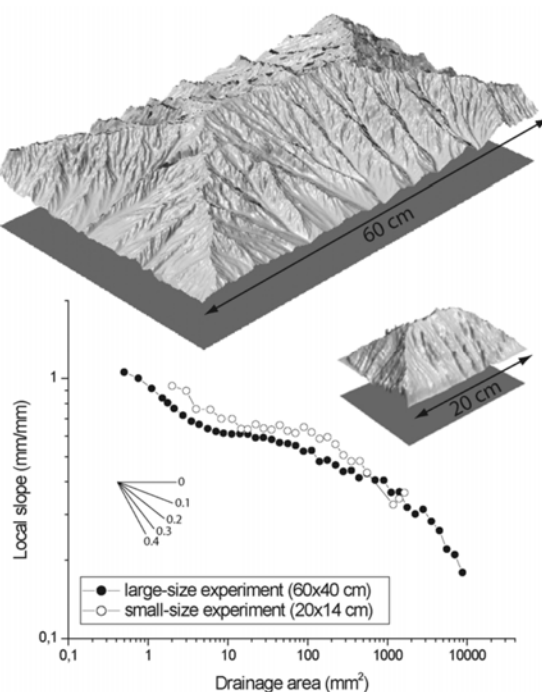


Figure IV-10 : Test de l'influence de la taille de la boîte sur les processus d'érosion. Evolution de la pente locale en fonction de l'aire drainée pour deux expériences utilisant le même matériau et évoluant sous les mêmes conditions de pluviométrie (110 mm/h) et de taux de surrection (20 mm/h). Les deux vues en 3D des topographies numérisées de ces deux expériences sont représentées à la même échelle. La légère variation entre les deux expériences n'est en fait pas significative au vue des barres d'erreurs de chaque mesure (non représentées pour plus de lisibilité). Les transitions entre les différents domaines sont situées aux mêmes valeurs limites d'aire drainée (Bonnet & Crave, 2006).

L'analyse des relations pente-aire drainée, tout comme les relations entre taux de surrection et altitude moyenne, est utilisée pour caractériser les lois d'érosion propres aux systèmes (e.g. Lague, 2002 ; Lague et al., 2003). Les développements théoriques permettant de décrire l'évolution des rivières sont (1) les modèles en transport limité où le flux sédimentaire transporté est toujours égal à la capacité de transport (e.g. Kirkby, 1971 ; Smith & Bretherton, 1972 ; Howard & Kerby, 1983 ; Willgoose et al., 1991), (2) les modèles en détachement limité où le flux sédimentaire transporté est toujours inférieur à la capacité de transport (e.g. Howard & Kerby, 1983 ; Howard, 1994 ; Whipple & Tucker, 1999), et (3) les modèles mixtes où le flux sédimentaire transporté ne présente aucune relation a priori avec la capacité de transport (e.g. Kooi & Beaumont, 1994 ; Tucker & Slingerland, 1994 ; Crave & Davy, 2001). Ces modèles sont sujets à controverses car le choix et la paramétrisation des lois utilisées restent un problème de premier ordre pour des questions d'échelle de temps et d'espace (e.g. Dietrich et al., 2003 ; Molnar, 2003).

Pour des raisons de simplification des phénomènes physiques, la loi empirique pour l'incision fluviale (détachement limité) la plus couramment utilisée est celle de Howard & Kerby (1983) qui s'apparente dans sa formulation à la loi en transport limité (Howard et al., 1994) :

$$E = KA^m S^n \quad (\text{Détachement limité})$$

Avec E l'érosion, K le coefficient d'érosion, A l'aire drainée amont, S la pente, m et n des constantes positives.

$$q_c = K_c A^{m'} S^{n'} \quad (\text{Transport limité})$$

Avec q_c la capacité de transport par unité de largeur de la rivière, K_c le coefficient de transport, A l'aire drainée amont, S la pente, m' et n' des constantes positives.

De nombreux travaux ont tenté de calibrer ces lois à partir des systèmes naturels (e.g. Seidl & Dietrich, 1992 ; Stock & Montgomery, 1999 ; Snyder et al., 2000 ; Whipple et al., 2000 ; van der Beek & Bishop, 2003), cependant aucun consensus n'émerge. C'est pourquoi l'approche par modélisation expérimentale s'avère intéressante pour tenter de caractériser l'évolution des constantes de ces lois, et pourquoi pas de les améliorer. En effet, à l'heure actuelle ces lois semblent trop simplificatrices dans leur description des géométries hydrauliques (Lavé & Avouac, 2001 ; Lague et al., 2005) et ne prennent pas en compte directement les distributions granulométriques et le flux de sédiments comme variables (Sklar & Dietrich, 1998 ; 2001).

IV. 1. 2. Modélisation expérimentale et sédimentologie

Par rapport aux **expériences en géomorphologie où les produits de l'érosion sont évacués par un exutoire ou par des bords libres** (e.g. Crave et al., 2000 ; Lague et al., 2003 ; Hancock & Willgoose, 2001 ; Hasbargen & Paola, 2000 ; Niemann & Hasbargen, 2005), **les expériences en sédimentologie représentent un symétrique, avec un exutoire à partir duquel est injecté un mélange eau-sédiment**. Ces expériences s'intéressent alors à l'organisation géométrique et à la distribution de ce flux dans le temps et l'espace.

Les échelles d'espaces étudiées en sédimentologie et en stratigraphie s'étendent depuis l'échelle du banc et du corps élémentaire (*microscale*), comme un chenal, jusqu'à l'échelle du remplissage complet du bassin sédimentaire (*macroscale*) en passant par l'échelle des grands ensembles sédimentaires comme les ceintures de chenaux (*mesoscale*) (e.g. Leeder, 1993). Les approches expérimentales en sédimentologie couvrent l'ensemble de ces échelles avec des thématiques portant sur les processus et les géométries des rivières (*microscale*) (e.g. Best, 1988 ; Ashmore, 1988 ; Hoey & Sutherland, 1991 ; Warburton & Davies, 1994 ; Shvidchenko & Kopalani, 1998), sur l'organisation spatiale de ces objets élémentaires (*mesoscale*) (e.g. Leddy et al., 1993 ; Bryant et al., 1995 ; Sapozhnikov & Fofoula-Georgiou, 1997 ; Milana & Tietze, 2002) ou sur l'organisation globale de ces ensembles suivant une approche de stratigraphie séquentielle (*macroscale*) (e.g. Germanoski, 1990, 1991 ; Wood et al., 1993, 1994 ; Koss et al., 1994 ; Heller et al., 2001 ; Paola et al., 2001).

Les approches et thématiques de recherche en modélisation expérimentale sédimentologique ont permis d'explorer de très larges horizons depuis les premiers travaux de Gilbert (1914), allant même jusqu'à tester l'influence de la croissance de la végétation (Gran & Paola, 2001). L'université de Leeds (Angleterre : Milana, 1998 ; Moreton et al., 2002), l'université du Minnesota (USA : Heller et al., 2001 ; Paola et al., 2001) et l'université d'Utrecht (van Heijst & Postma, 2001 ; van Heijst et al., 2001) sont les chefs de file en modélisation expérimentale de systèmes sédimentaires à l'heure actuelle.

Cet état de l'art ne s'intéresse pas à l'ensemble des travaux qui ont pu être effectués en modélisation expérimentale, mais réunit plutôt les références majeures se reliant au sujet de ce travail de thèse. Il aborde donc les thématiques traitant de **l'évolution morphologique, dynamique et architecturale des cônes alluviaux et fan deltas** (e.g. Hooke, 1967 ; Hooke & Rohrer, 1979 ; Schumm et al., 1987 ; Ashmore, 1991 ; Biron et al., 1996 ; McLelland et al., 1996 ; Mardon, 2000 ; Milana & Tietze, 2002), ainsi que celles traitant plus largement **d'architecture stratigraphique en liaison avec les notions d'accommodation, de niveau de base et de flux sédimentaire** (e.g. Ashworth et al., 1994 ; Peakall et al., 1996 ; Whipple et al., 1998 ; Paola, 2000 ; Heller et al., 2001 ; Moreton, 2001 ; Sheets et al., 2002). Il s'agit donc d'études travaillant depuis l'échelle de l'organisation spatiale de ces objets élémentaires (*mesoscale*) jusqu'à l'échelle macroscopique (*macroscale*).

Ce sont les travaux du laboratoire de St. Anthony Fall de l'Université du Minnesota qui font référence pour l'étude des architectures stratigraphiques (e.g. Paola, 2000 ; Heller et al., 2001 ; Paola et al., 2001 ; Sheets et al., 2002). Ils mettent en œuvre un dispositif « *Experimental Earthscape Facility (XES) Basin* » qui permet de tester les processus de remplissage d'un bassin sédimentaire sous des conditions variables de taux de subsidence et de flux sédimentaire couplées à un niveau de base mobile (Paola, 2000 ; Paola et al., 2001 ; Heller et al., 2001). Dans l'expérience de Heller et al. (2001), le bassin (1,6 x 1 x 0,8 m) est découpé en cellules hexagonales mobiles indépendantes et est alimenté par un point unique à partir duquel un mélange eau-sédiment est délivré. Le sédiment correspond à une mixture (50/50) de quartz et de charbon dont la granulométrie moyenne est de 120 μm . Le flux de sédiment Q_s est constant au cours du temps (3,53 cm^3/s) pour un flux d'eau Q_w constant de 55,3 cm^3/s . Les expériences de Heller et al. (2001) ont été développées pour étudier l'influence de la vitesse de chute et de remontée du niveau de base dans un bassin en subsidence (*Figure IV-11*). Les chutes lentes du niveau de base conduisent à de

larges surfaces d'érosion peu profondes, alors que les chutes rapides conduisent à des vallées incisées profondes et étroites souvent plus faciles à identifier dans les systèmes naturels.

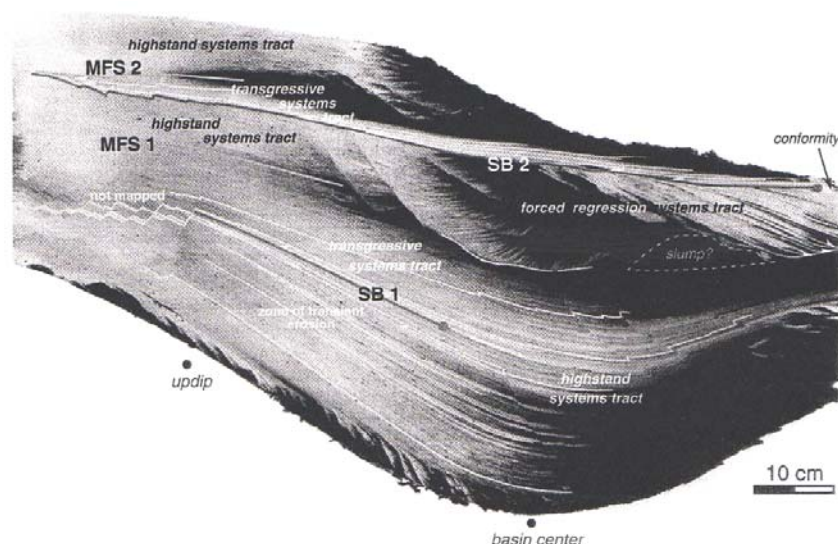


Figure IV-11 : Exemple de coupe du modèle de Heller et al. (2001) illustrant l'organisation séquentielle et la répartition spatiale des lithologies.

Sheets et al. (2002) ont aussi utilisé le dispositif « *Experimental Earthscape Facility (XES) Basin* », dans une configuration plus grande (5,72 x 2,98 x 0,8 m) pour étudier l'architecture stratigraphique à une échelle encore plus fine que Heller et al. (2001) (*mesoscale*). Ils utilisent aussi des mixtures quartz et charbon, mais à la différence des expériences de Paola (2000) ou de Heller et al. (2001), il existe quatre points sources distincts. Les tests lors de ces expériences sont aussi plus complexes avec des fluctuations de flux d'eau, de taux et de type de subsidence. Ils montrent que les écoulements éphémères sont une part importante de l'enregistrement sédimentaire et que les principales périodes d'accumulation correspondent à des événements de courtes durées et souvent non chenalisés (Sheets et al., 2002). Ils montrent aussi qu'il existe une échelle caractéristique stratigraphique (*stratigraphic integral scale*) qui contrôle la périodicité des dépôts. A très courte échelle de temps, un système fluvial n'est pas influencé par la subsidence, alors qu'en intégrant l'aggradation du système fluvial sur un pas de temps plus important qui correspond à ce *stratigraphic integral scale* l'influence de la subsidence va rentrer en jeu (Sheets et al., 2002). Cette notion qui pourrait s'apparenter à un temps caractéristique dépend de la taille du modèle, de la dynamique d'aggradation des chenaux et du taux d'accommodation, paramètres qui ne rentrent pas en jeu aux mêmes échelles de temps.

Cette notion d'influence relative des paramètres de contrôle va dans le sens des travaux de Bonnet & Crave (2003). En effet, pour Bonnet & Crave (2003), une chute de pluviométrie (ou une augmentation) induit une fluctuation du flux sédimentaire qui revient à son état initial, qui est contrôlé par le taux de surrection. Aussi, le taux de surrection semble être le paramètre de contrôle de premier ordre qui guide les tendances à long terme du flux sédimentaire, alors que la pluviométrie (~ climat) module l'évolution du flux sédimentaire en induisant des fluctuations à plus hautes fréquences.

Les travaux développés à l'Université de Leeds s'intéressent aussi à l'architecture stratigraphique des systèmes alluviaux selon une échelle (*mesoscale*) sensiblement équivalente de celle des travaux présentés

ci-dessus (*Figure IV-12*). Ils mettent en œuvre un dispositif (5,5 x 3,65 x 0,5 m) à source unique délivrant une mixture de sable, de silt et de matériaux inertes de granulométrie moyenne à 40 μm (Moreton et al., 2002). A la différence des travaux de l'Université du Minnesota, il n'y a qu'une seule variété de grains de même densité mais une plus large distribution granulométrique. De plus, le dispositif de l'Université de Leeds n'est pas muni d'un système pouvant générer une subsidence complexe et ne permet pas d'observer l'ensemble du système sédimentaire depuis le point source jusqu'à un niveau sous-aquatique. Moreton et al. (2002) ont surtout travaillé sur la distribution spatiale des faciès dans un cône alluvial sous flux d'eau et flux de sédiment constants (*Figure IV-12*). Ces travaux testent alors l'influence des processus autocycliques sur la connectivité et les propriétés réservoir des systèmes naturels.

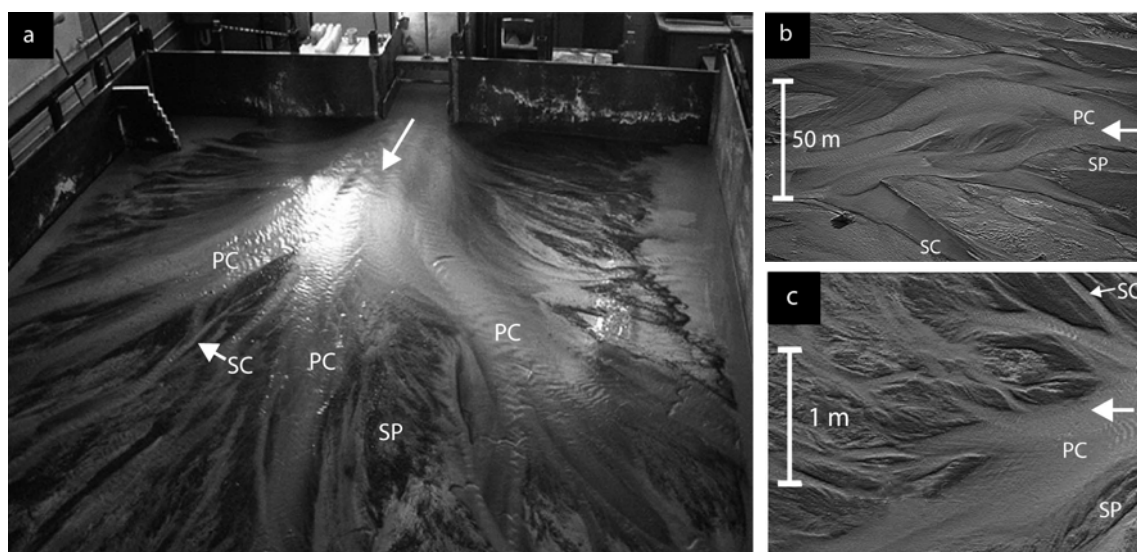


Figure IV-12 : Exemple d'expérience de Moreton et al. (2002) et détails des géométries de surfaces se développant à la surface des corps sédimentaires.

Le Laboratoire Sédimentologique de l'Université de Marburg (Allemagne) a aussi développé un dispositif expérimental pour étudier l'architecture stratigraphique des cônes alluviaux à une échelle intermédiaire (*mesoscale*) (e.g. Milana et al., 2002). Le dispositif (16 x 1,2 x 0,9 m) a un fond fixe présentant plusieurs ruptures de pente (*Figure IV-13*). Dans ces expériences, il n'y a donc pas de subsidence et l'exutoire à partir duquel le mélange eau-sédiment est délivré, est fixe. Les expériences effectuées par Milana et al. (2002) testent principalement l'influence du rapport entre flux d'eau et charge sédimentaire sur l'architecture des corps sédimentaires. Ils montrent que les processus d'incision du cône en partie distale sont liés soit à des processus autocycliques en relation avec une pente d'équilibre et à une distribution spatiale du sédiment, soit à des processus allocycliques en relation avec une fluctuation du flux d'eau (Milana et al., 2002 ; *Figure IV-13*). L'influence des processus allocycliques est généralement d'un ordre de grandeur plus important que celle des processus autocycliques. Ils montrent aussi que la capacité de transport dépend du flux d'eau. Une période de faible flux d'eau est caractérisée par une migration vers la source des dépôts alors qu'à flux sédimentaire constant, une augmentation du flux d'eau implique une progradation vers le centre du bassin (Milana et al., 2002).

Hooke (1967) et Hooke & Rohrer (1979) s'étaient déjà intéressés à l'influence du flux d'eau sur la pente des cônes alluviaux expérimentaux et sur la capacité de transport. Les travaux de Hooke (1967) et de Hooke & Rohrer (1979) montrent que durant les premiers stades d'évolution, le cône aggrave fortement et que la surface du cône n'est soumise qu'à des remaniements et des incisions mineurs. Macke

(1976) montre aussi la même évolution initiale et indique que les processus d'érosion et de remaniement à la surface du cône se développent à partir d'un stade caractérisé par une pente critique. Weaver (1984) distingue deux autres phases qui succèdent à cette première phase d'initiation. Après cette croissance rapide du cône, le cône aggrade et prograde à une vitesse relativement constante. Enfin, le stade final est caractérisé par une décroissance de la vitesse d'aggradation et de progradation (Weaver, 1984).

Weaver (1984) indique qu'au-delà du stade où la surface du cône ne croît quasiment plus, des phénomènes d'incision se développent en partie amont du cône et permettent le transit de sédiments en partie distale du cône où ils s'accumulent sous forme de lobe conique. Cette progradation induit une diminution du gradient du cône qui se traduit par une migration des dépôts en direction de l'amont du cône (exutoire). Les expériences de Hooke (1967) et de Macke (1976) montrent sensiblement la même évolution.

Les travaux de Whipple et al. (1998) s'inscrivent dans le prolongement de ces premiers travaux. Ils ont étudié par approche expérimentale la dynamique des écoulements, la capacité de transport et les pentes des cônes en complément de l'approche théorique de Parker et al. (1998). Leur dispositif correspond à une boîte carrée (2,1 puis 5,2 m) avec un point source unique au niveau d'un sommet du carré (Figure IV-14). Cette source est mobile et permet donc l'aggradation du cône au cours du temps. De nombreuses expériences ont été effectuées sous des conditions de flux d'eau (Q_w), de flux de sédiments (Q_s), de rapports de granulométries et de natures de grains différentes. Les diamètres utilisés vont de 70 à 550 μm , avec du quartz, de la poudre de silice et du charbon, pour des Q_s/Q_w compris entre 0,008 et 0,0107 et des pentes de cônes comprises entre 0,46 et 7,45°. L'objectif de cette large gamme d'expériences étant de représenter au mieux la diversité de processus de transport et de dépôt à la surface des cônes alluviaux (*sheetflood, braided channel...*).

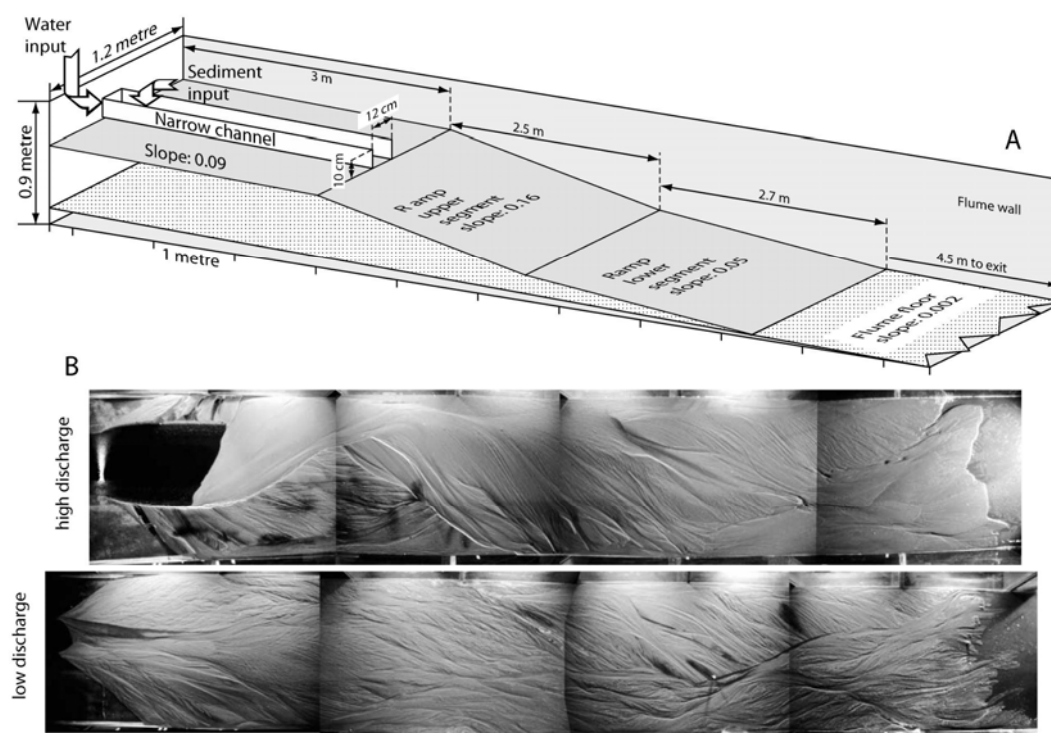


Figure IV-13 : Dispositif expérimental et exemple d'expériences de Milana et al. (2002).

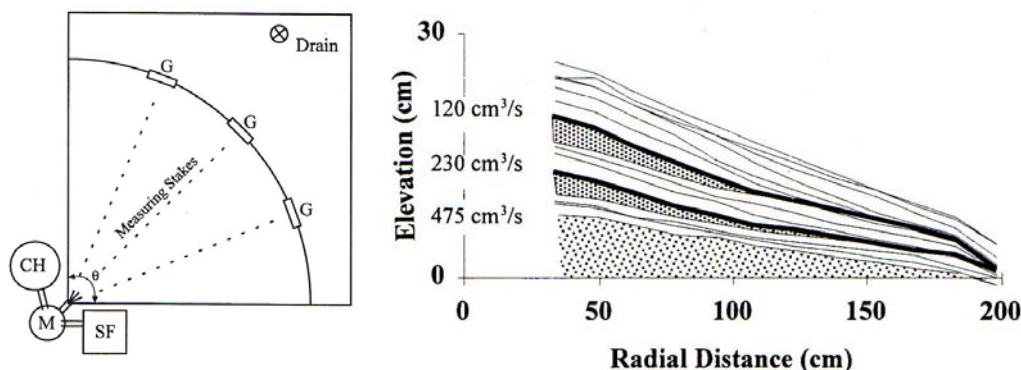


Figure IV-14 : Schéma du dispositif expérimental utilisé à l'université du Minnesota par Whipple et al. (1998) et coupe longitudinale à travers le cône sédimentaire.

Les expériences de Whipple et al. (1998) (Figure IV-14) montrent que les incisions dans la partie distale du cône ne sont pas reliées à des variations de charge sédimentaire ou de flux d'eau. Ces incisions semblent reliées à un seuil de pente au-delà duquel peut se développer des chenaux. Whipple et al. (1998) ont aussi montré que la pente de dépôt du cône est reliée au flux d'eau et au flux de sédiment par une relation inverse dont les coefficients et les exposants dépendent des caractéristiques du matériau utilisé et de la nature de l'écoulement. Cette relation avait déjà été formalisée sous diverses expressions à partir d'études expérimentales (e.g. Hooke, 1968 ; Hooke & Rohrer, 1979 ; Weaver, 1984 ; Schumm et al., 1987), de développements théoriques (e.g. Paola et al., 1992 ; Parker et al., 1998) et par des études de systèmes naturels (e.g. Bull, 1964 ; Harvey, 1989 ; Dorn, 1994). Parker et al. (1998) proposent deux lois différentes reliant la pente du cône au flux d'eau et au flux sédimentaire (cf. article de Parker et al. (1998) pour le développement complet de ces formules) :

- pour les écoulements en nappe :

$$S = \left\{ R \left[\left(\frac{1}{\alpha_s} \frac{Q_s}{\sqrt{RgDD\chi\theta r}} \right)^{1/n} + \tau_c^* \right] \right\}^{(3+2p)/(2+2p)} \cdot \alpha_r^{1/(1+p)} \left(\frac{Q_w}{\sqrt{RgDD\chi\theta r}} \right)^{-1/(1+p)}$$

- pour les écoulements chenalisés :

$$S = \left[R^{-1/2} \alpha_s^{-1} \alpha_b^{(3+2p)/2} \alpha_r \left(\frac{\alpha_b}{R} - \tau_c^* \right)^{-n} \left(\frac{Q_s}{Q_w} \right) \right]^{1/(1+p)}$$

Avec S la pente du cône, R la gravité spécifique du sédiment sous l'eau (égale à $(\rho_s - \rho)/\rho$, où ρ est la densité), α_s un coefficient dans la loi de transport, α_b un coefficient de forme des chenaux, α_r un coefficient de résistance au déplacement, τ_c^* la contrainte de cisaillement critique pour la mise en mouvement des grains, g la constante de gravité, D le diamètre moyen des grains, θ l'angle que forme le cône depuis l'exutoire, r la distance à l'exutoire, χ la fraction du cône qui est recouverte par les écoulements en nappe, Q_s le flux sédimentaire, Q_w le flux d'eau, n un exposant de la loi de transport (égal à 3/2 par la relation de Meyer-Peter Muller), p un exposant de la loi de résistance au déplacement (généralement <1 , et égal à 0 par la relation de Chezy).

Dans le cas particulier où la contrainte cisailante τ_c est supérieure à la contrainte cisailante critique τ_c^* , où l'exposant p respecte la relation de Chezy ($p=0$) et où l'exposant n respecte la relation de Meyer-Peter Muller ($n=3/2$), les deux lois précédentes se simplifient sous la forme (Parker et al., 1998) :

$$S = R \frac{\alpha_r}{\alpha_s} \frac{Q_s}{Q_w}$$

La pente du cône est donc reliée au ratio entre flux de sédiment et flux d'eau par une relation linéaire dans ce cas.

Le problème commun à toutes ces approches, et à l'approche en modélisation expérimentale en sédimentologie en générale, est le dimensionnement. Malgré des efforts certains sur le choix du matériau (granulométrie et nature) ou sur la taille des dispositifs (e.g. Whipple et al., 1998, Milana et al., 2002, Moreton et al., 2002), les processus hydrauliques qui sont mis en jeu dans les expériences ne sont pas forcément les mêmes en nature et en proportion que dans les systèmes naturels. Bien que certaines approches permettent de reproduire le granoclassement décroissant depuis la source jusque dans le bassin (e.g. Paola et al., 1992) comme cela est décrit dans la nature, d'autres soulignent des problèmes de mobilité inverse et de granocroissance (e.g. Straub, 1935 ; Kodama et al., 1992 ; Solari & Parker, 2000). De plus, l'importance de la tension superficielle pour des écoulements de faible tranche d'eau, qui sont très communs dans l'ensemble des approches décrites ci-dessus, est un facteur non négligeable sur les processus de chenalisation (Peakall & Warburton, 1996). Or ce processus est rarement invoqué dans les systèmes naturels pour expliquer le développement de chenaux. Enfin, le dernier point critique concerne l'utilisation des résultats de ces expériences et la transposition des observations. La définition d'un facteur de réponse Br (*Basin response factor*) proposé par van Heijst et al. (2001) est un premier pas dans ce domaine. Ils définissent le facteur de réponse Br comme :

$$Br = \frac{T_{(rw)}}{T_{eq(rw)}} = \frac{T_{(exp)}}{T_{eq(exp)}}$$

Avec $T_{(rw)}$ la durée d'une variation allocyclique pour le système naturel (comme un cycle eustatique), $T_{eq(rw)}$ le temps nécessaire au système naturel pour atteindre un nouvel équilibre suivant le forçage allocyclique, et $T_{(exp)}$ et $T_{eq(exp)}$, respectivement les mêmes temps pour l'expérience. L'estimation du temps de mise à l'équilibre d'un système peut se faire à l'aide des approches numériques basées sur des lois diffusives (e.g. De Vries, 1975 ; Howard, 1982 ; Paola et al., 1992a) à l'aide de la relation :

$$T_{eq} = \frac{L^2}{k}$$

Avec L la longueur du bassin et k le coefficient de diffusion.

L'utilisation de ce facteur ne pourra être envisagée dans le cadre de notre étude puisque les variations appliquées au système sont toujours définitives et ne suivent pas une loi cyclique. Aussi, le temps $T_{(exp)}$ ne pourra être quantifié. Il ne sera donc pas possible de transférer les temps de réponse tirés des expériences aux systèmes naturels à l'aide de ce facteur Br .

IV. 1. 3. Problématique

Cet état des connaissances des modélisations expérimentales montre que le monde de la géomorphologie et celui de la sédimentologie restent très peu connectés. Lorsque les expériences en géomorphologie s'intéressent aux processus de l'érosion, à la dynamique des reliefs et par là même à la dynamique des flux sédimentaires, les expériences en sédimentologie testent l'influence du niveau de base, du flux d'eau ou de la subsidence sur l'architecture sédimentaire et cela à flux sédimentaire la plupart du temps constant. La dynamique du flux sédimentaire en réponse à la croissance des reliefs et à l'évolution dynamique des reliefs est un facteur qui n'a jamais été pris en compte dans la modélisation expérimentale en sédimentologie. De plus, seuls les récents travaux développés à Géosciences-Rennes (Babault, 2004 ; Babault et al., 2005) se sont intéressés au couplage entre zone en érosion et zone en sédimentation. L'impact de la zone en sédimentation sur la dynamique du flux sédimentaire a été montré par ces études, et est un facteur de contrôle qui doit être pris en compte à l'heure actuelle. Ainsi, plusieurs questions ressortent de cet état de l'art des approches expérimentales en rapport avec les notions de flux sédimentaire et d'architecture stratigraphique :

Les géométries des corps sédimentaire permettent-elles d'obtenir des informations sur le flux sédimentaire ?

Le système sédimentaire enregistre-t-il la dynamique du flux sédimentaire liée aux différentes phases d'évolution des reliefs (croissance, état d'équilibre...) ? Si oui, de quelle manière ?

Le système sédimentaire enregistre-t-il les conditions de contrôle tectonique ou climatique ? Est-il possible d'inverser une information en provenance du système sédimentaire pour discriminer et restaurer l'amplitude de ces facteurs de contrôle ?

Est-il possible de formuler une relation traduisant l'évolution temporelle du flux sédimentaire ?

La modélisation expérimentale s'est imposée comme l'approche la plus directe pour répondre à ces questions. En effet, ces modélisations permettent de quantifier l'évolution physique et morphologique d'un système sédimentaire et de son bassin versant dans le temps et dans l'espace tout en contrôlant l'ensemble des paramètres contraignant le modèle.

Un nouveau dispositif expérimental a ainsi été développé suite à l'expérience acquise à Géosciences-Rennes. Ce dispositif est muni pour la première fois d'un unique exutoire reliant la zone en érosion et la zone en sédimentation. Ce choix de mettre en œuvre un seul exutoire plutôt qu'un ou plusieurs bords libres, a été motivé afin de faciliter la quantification des bilans érosion-sédimentation, mais aussi afin d'augmenter la taille du bassin versant par rapport à l'ensemble des expériences précédentes de Géosciences-Rennes (facteur 2 à 3). Cette volonté d'augmenter la taille du bassin versant fait suite au questionnement sur la diversité des processus d'érosion, l'objectif étant à terme de reproduire une plus large gamme de processus d'érosion (cf. Bonnet & Crave, 2006). L'utilisation de deux plateaux mobiles indépendants, un pour la zone en érosion et un pour la zone en sédimentation permet de laisser libre de mouvement l'exutoire, qui connecte les deux zones. Cette différence est fondamentale par rapport à la plupart des approches exposées précédemment, puisqu'elle va permettre une interaction entre les deux zones et une évolution spatio-temporelle de ce point en fonction de la dynamique du système. Cette connexion directe et libre entre érosion et sédimentation permet ainsi d'observer les phénomènes de rétroaction entre ces deux grands domaines et d'aborder les notions de temps de réponse de la topographie, du corps sédimentaire et du système global, aussi bien en liaison avec la dynamique du relief qu'avec un forçage externe.

Quatorze expériences ont été réalisées au cours de cette thèse afin de tenter de répondre aux questions posées ci-dessus. Les deux premières expériences (ES1 et ES2) correspondent à des tests afin de vérifier l'étanchéité du système et d'estimer les vitesses de croissance des réseaux hydrographiques afin d'établir la stratégie et un planning des expériences. Douze expériences ont ensuite été réalisées (ES3 à ES14) afin (1) de calibrer l'évolution dynamique du relief de ces expériences en fonction du taux de surrection et/ou de subsidence, (2) de caractériser l'enregistrement sédimentaire de la dynamique du flux en réponse à différents taux de surrection de la zone en érosion, (3) de caractériser l'enregistrement sédimentaire de la dynamique du flux en réponse à différent taux de pluviométrie, et (4) de caractériser l'enregistrement sédimentaire de la dynamique du flux en réponse à un forçage pluviométrique ou tectonique (augmentation ou diminution).

IV . 2. Protocole et dispositif expérimental développé au cours de la thèse

Un nouveau dispositif expérimental a été spécialement conçu au cours de cette thèse au laboratoire de Géosciences-Rennes (*Figure IV-15 ; Figure IV-16*). Le dispositif est composé d'une cage à brouillard, déjà utilisée lors de travaux précédents (e.g. Bonnet & Crave, 2003, Babault et al., 2005) dans laquelle prennent place une boîte à érosion (32 x 20 cm, pour une hauteur de 50 cm) et une boîte en sédimentation (60 x 100 cm, pour une hauteur de 50 cm) munie d'un couvercle (plaque de protection), les deux boîtes étant reliées par un système de visserie. Une ouverture verticale étroite (2 x 2 cm, pour une hauteur de 50 cm) met en connexion les deux boîtes permettant le transfert du matériau érodé de la boîte à érosion vers la boîte en sédimentation (exutoire).

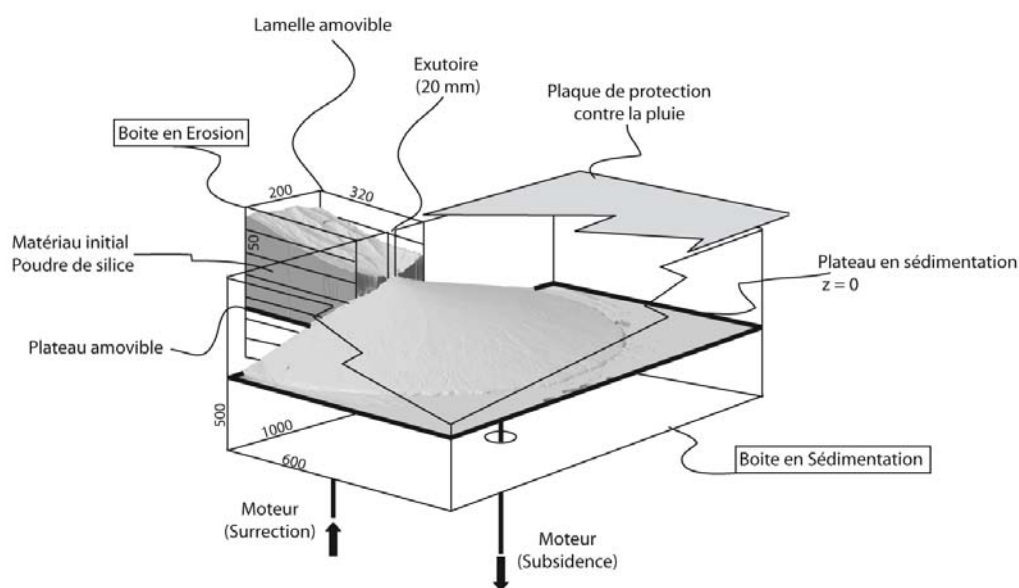


Figure IV-15 : Schéma du dispositif expérimental développé au cours de cette thèse prenant place dans la cage à brouillard utilisée à Géosciences-Rennes. Les dimensions sont en millimètres.

Deux plateaux mobiles indépendants pouvant monter ou descendre dans chacune des boîtes sont pilotés à l'aide de moteurs connectés à un système informatique pouvant gérer les mouvements verticaux. Ce dispositif permet donc d'avoir soit une zone en surrection, soit une zone en subsidence, soit les deux

en même temps. Les taux de surrection, ou de subsidence, utilisés dans ce travail vont de 2 mm/h à 13 mm/h.

A la différence des expériences préalablement réalisées au laboratoire de Géosciences-Rennes, la boîte en érosion ne possède qu'un exutoire afin de faciliter l'étude des bilans volumétriques (flux d'eau et flux sédimentaire). Cette boîte en érosion est constituée de lamelles amovibles de 5 cm de hauteur afin de pouvoir limiter les effets de ruissellement sur les parois internes de la boîte. Lorsque la topographie est relativement basse par rapport au bord supérieur de la boîte en érosion, il est possible de retirer une lamelle de 5 cm au cours de l'expérience. Ce point est important et diffère des protocoles expérimentaux de Hasbargen & Paola (2000) et de Niemann & Hasbargen (2005). En effet, la zone en érosion est alimentée par un flux d'eau en provenance du ruissellement sur ces parois. Dans ce cas, l'érosion en chaque point de la topographie dépend non seulement de la pluviométrie mais aussi du ruissellement sur les parois. Or, la distance entre le bord supérieur de la boîte et la surface de la poudre de silice soumise à l'érosion fluctue au cours du temps. Ces variations d'altitude induisent alors une augmentation ou une diminution de la surface des parois de la boîte sur laquelle ruissellent les gouttes de pluie et donc induisent une variabilité des flux d'eau en ces points. Le dispositif développé ici avec des lamelles amovibles permet donc de limiter ce problème.

Un système de brumisateur composé de quatre buses permet de générer un mélange eau-air très fin (10 à 100 μm). Il a fait l'objet d'une attention particulière quant à son positionnement et son intensité afin d'obtenir une répartition pluviométrique homogène à l'échelle du bassin versant pour des gammes de pluviométries différentes (*Tableau IV-1* et Annexe). Lors de ces tests, douze gobelets sont disposés régulièrement à la surface de la boîte en érosion. Dans un premier temps, des tests préliminaires ont été effectués sur des durées de temps différentes (10, 20, 30 à 60 min) afin de vérifier que les mesures au bout de 10 minutes sont bien représentatives du taux de pluviométrie sur des périodes de temps plus longues (cf. Annexe). Ces mesures au bout de 10 minutes étant représentatives, le système de brumisateur est mis en action pendant une durée de 10 minutes, puis la hauteur d'eau récoltée dans chaque gobelet est mesurée. La pression et la position de chaque buse sont ainsi réglées afin d'avoir une hauteur d'eau sensiblement égale dans chaque gobelet (*Tableau IV-1*). Des tests sont aussi réalisés à différentes altitudes afin de vérifier que la pluviométrie reste homogène lorsque la topographie descend ou monte relativement par rapport à la position des buses (*Tableau IV-1*). La variabilité spatiale moyenne de la pluviométrie à la surface de la topographie est de l'ordre de 10%. Les gammes de pluviométrie investiguées au cours de ce travail vont de 40 mm/h à 130 mm/h, ce qui correspond à un débit moyen à l'exutoire Q_w (produit de l'aire de la boîte par la pluviométrie) allant de $2,56.10^6 \text{ mm}^3/\text{h}$ à $8,32.10^6 \text{ mm}^3/\text{h}$. Le rôle de la pluviométrie n'a été testé que sur trois des douze expériences réalisées au cours de ce travail.

Le matériau érodé correspond à de la poudre de silice ($D_{50} \sim 20 \mu\text{m}$), déjà utilisé à Géosciences-Rennes lors de travaux précédents (Crave et al., 2000 ; Bonnet & Crave, 2003, Babault et al., 2005). Ce matériau est saturé en eau (20%) afin de limiter l'infiltration et le temps de réponse lié au mouillage du système. Cette pâte est disposée dans la boîte en érosion et progressivement extrudée vers le haut lors de la montée du plateau situé au fond de la boîte. Cette pâte peut aussi être progressivement soumise à l'érosion suite à la subsidence progressive du plateau en sédimentation qui va créer un différentiel topographique au niveau de l'exutoire.

Un dispositif d'acquisition numérique des topographies (*Figure IV-16*) permet de réaliser des Modèles Numériques de Terrain (MNT) à différents intervalles de temps, choisis par l'expérimentateur et espacés en fonction de la vitesse d'évolution du modèle. Les moteurs gérant la surrection et les buses produisant le brouillard sont alors arrêtés afin de procéder à la mesure. Les informations sont acquises et traitées à l'aide du système *Advanced TOPometric Sensor* (ATOS) développé par la compagnie gOm. Les MNT bruts non réguliers ont une précision de l'ordre de 30 μm et sont ensuite traités à l'aide de SURFER afin de réaliser des MNT réguliers avec une maille carrée régulière de 0,5 mm dans la présente étude. Le temps de numérisation et donc d'interruption de l'expérience dépend de la superficie de la surface à numériser et de sa rugosité, et varie de 15 min à 1h30. Chaque MNT est recalé par rapport à un point altitudinal de référence. Pour les expériences sans sédimentation, ce point est fixe et correspond à l'exutoire de la zone

en érosion ($h = 0$ mm). Pour les expériences avec sédimentation, l'altitude de référence ($h = 0$ mm) est mobile en absolu et correspond à l'altitude de plateau où s'opère la sédimentation (Figure IV-17).

Test	Temps (min)	Pression-débit (L/h)	Materiel	Hauteur d'eau (mm)														Altitude -Z (mm)	Taux pluvio (mm/h)
1	10	0,30 - 0,35	12 pots	12	13	13	13	14	14	15	15	15	14	15	15	14	-50	84	
2	10	0,20 - 0,25	12 pots	8	9	8	7	8	9	9	9	8	9	8	9	8	-50	51	
3	10	0,2	12 pots	6	7	7	7	7	8	8	9	9	8	9	8	8	-50	47	
4	10	0,15 - 0,20	12 pots	6	6	5	7	6	7	8	7	7	8	8	7	7	-50	41	
5	10	0,50 - 0,55	12 pots	25	24	25	26	25	24	26	26	24	26	26	24	25	-50	151	
6	10	0,45 - 0,50	12 pots	22	25	22	25	24	22	24	26	24	24	26	23	24	-50	144	
7	10	0,40 - 0,45	12 pots	22	23	23	23	23	22	23	23	24	24	24	23	23	-50	139	
8	10	0,35 - 0,40	12 pots	18	19	18	19	19	19	21	21	20	20	21	20	20	-50	118	
9	10	0,4	12 pots	19	19	20	20	20	20	22	21	22	21	22	22	21	-50	124	
10	10	0,15 - 0,20	12 pots	7	6	6	7	8	8	7	7	8	7	7	8	7	-50	43	
11	10	0,30 - 0,35	12 pots	14	13	13	14	15	14	15	15	14	15	14	13	14	-50	85	
12	10	0,40 - 0,45	12 pots	20	20	21	20	21	21	22	21	22	22	22	22	21	-50	127	
13	10	0,40 - 0,45	12 pots	20	22	22	21	22	20	23	21	22	21	23	24	22	-150	131	
14	10	0,30 - 0,35	12 pots	14	14	14	15	15	14	15	15	15	15	15	13	15	-150	87	
15	10	0,15 - 0,20	12 pots	6	6	6	6	7	7	7	8	7	6	8	7	7	-150	41	
16	10	0,40 - 0,45	12 pots	20	19	20	21	22	22	22	23	21	22	21	20	21	-150	127	
17	10	0,30 - 0,35	12 pots	14	13	14	14	14	15	15	14	14	15	14	13	14	-150	85	
18	10	0,15 - 0,20	12 pots	6	6	8	6	7	7	6	6	8	7	8	7	7	-150	41	

Tableau IV-1 : Calibration du débit et de l'orientation des buses du système de brumisateurs.

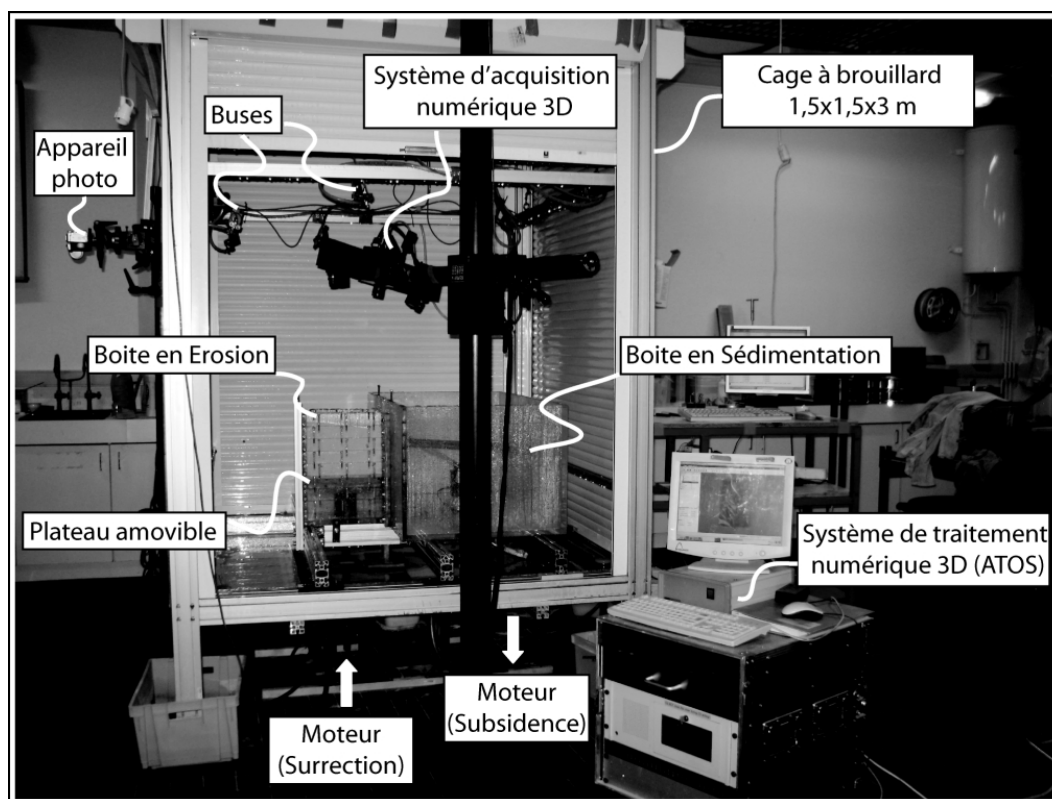


Figure IV-16 : Schéma de la cage à brouillard, du dispositif expérimental et du système d'acquisition et de traitement de MNT utilisé au cours de cette thèse.

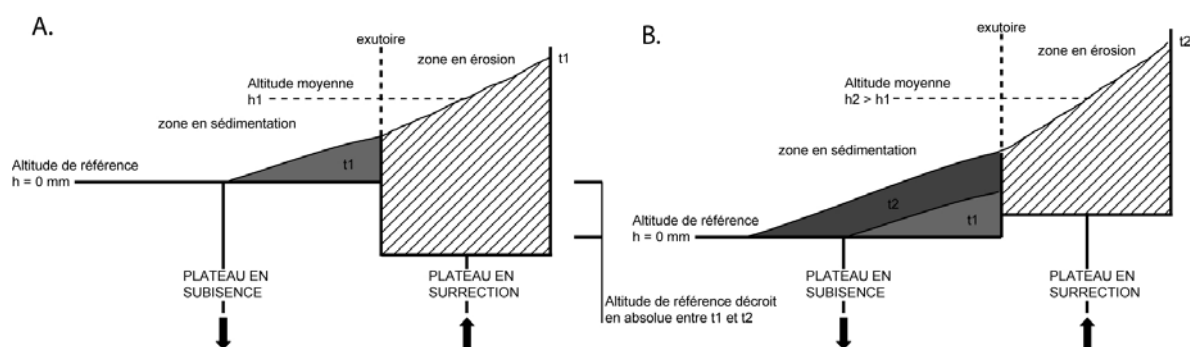


Figure IV-17 : Schéma explicatif de l'évolution d'une expérience avec sédimentation entre un temps t_1 (A) et un temps t_2 (B) illustrant la décroissance de l'altitude de référence en absolue et la croissance relative de l'altitude moyenne de la zone en érosion. L'altitude de référence est l'altitude du plateau en sédimentation qui est prise égale à 0.

Il convient de définir un certain nombre de paramètres calculés à partir des MNT des topographies des zones en érosion et en sédimentation, construits à chaque intervalle de temps (Figure IV-18). Pour la zone en érosion :

- l'**altitude maximale moyenne** correspond à la moyenne des altitudes du secteur le plus élevé de la zone en érosion le long d'une bande de 2 cm de large (20 x 2 cm) ;
- l'**altitude moyenne** correspond à la moyenne des altitudes sur l'ensemble de la zone en érosion (20 x 30 cm) ;
- la **croissance du réseau hydrographique** est calculée à partir de la surface non affectée par les incisions permettant de déterminer un pourcentage de surface connectée ;
- pour les expériences avec sédimentation, l'**altitude moyenne relative** correspond à l'altitude moyenne minorée de l'altitude moyenne de l'exutoire ;

Pour la zone de transition entre secteur en érosion et secteur en sédimentation :

- l'**altitude moyenne de l'exutoire** correspond à la moyenne des altitudes du secteur de transition entre la zone en érosion et la zone en sédimentation, calculée sur une surface de 2 x 2 cm ;
- le **taux d'aggradation de l'exutoire** est calculé à partir de la différence d'altitude moyenne de l'exutoire entre deux pas de temps successifs ;
- le **taux de surrection relative** correspond au taux de surrection imposé minoré du taux d'aggradation de l'exutoire ;

Pour la zone avec sédimentation :

- la **pente moyenne du cône sédimentaire** correspond à la moyenne des pentes locales calculées à l'aide de SURFER (attribution en un point de la plus grande pente voisine) ;
- la **surface du cône sédimentaire** correspond à la projection sur un plan horizontal de la surface du cône, calculée à l'aide de SURFER ;
- les **volumes érodés ou sédimentés** sont calculés entre deux pas de temps successifs en retranchant deux surfaces successives à l'aide de SURFER.

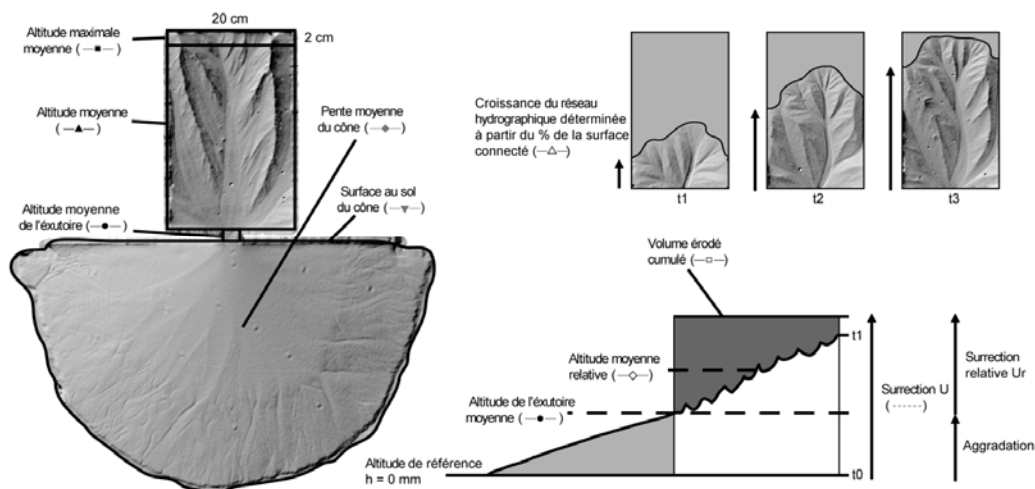


Figure IV-18 : Principaux paramètres mesurés et calculés à l'aide des MNT mesurés au cours de chaque expérience.

Pour chacune des expériences, l'ensemble de ces paramètres est regroupé dans les annexes en respectant toujours les mêmes légendes de figurés. Tous les autres paramètres présentés dans la suite de ce travail proviennent d'une combinaison de ces paramètres. Par exemple, la pente moyenne du cône à l'équilibre correspond à la moyenne des pentes moyennes de cône sur la période de temps où le système est à l'équilibre. De même, la surrection relative à l'équilibre correspond à la moyenne des surrections relatives sur la période de temps où le système est à l'équilibre.

Les expériences durant en moyenne 45 heures (temps correspondant uniquement au temps où le système est soumis à l'érosion sous l'effet de la bruine, hors temps de numérisation), elles sont stoppées durant la nuit sur une période n'excédant jamais 6 heures. Pour tester l'effet de ces arrêts nocturnes, des numérisations de la topographie avant et après ce temps de pause ont été effectuées. L'altitude moyenne de la topographie, ainsi que les volumes érodés, montrent une variabilité de l'ordre de 1 à 5 %. C'est pourquoi, après avoir vérifié la reproductibilité de ces observations sur les expériences ES2, ES3 et ES4, nous avons choisi de ne pas numériser de nouveau après ce temps de pause afin de gagner en temps d'expérience (économie de 5 à 10 heures par expérience).

Un test de sensibilité sur le couple surrection-subsidence a aussi été effectué afin de vérifier que le taux de surrection et le taux de subsidence ont la même influence sur la dynamique des expériences (Figure IV-19). Une expérience soumise à un taux de surrection de 5 mm/h doit théoriquement présenter la même évolution qu'une expérience soumise à un taux de subsidence de 5 mm/h. Une expérience (ES9) avec un taux de surrection $U = 2,5$ mm/h et un taux de subsidence $S = 2,5$ mm/h a été réalisée et comparée à une autre expérience (ES7) avec la zone en érosion fixe et seul le plateau du bassin sédimentaire est mobile ($S = 5$ mm/h) en conservant une pluviométrie constante d'une expérience à l'autre (Figure IV-19). Dans les deux cas, le système dans son ensemble est soumis à un différentiel topographique de 5 mm/h. L'évolution des principaux paramètres (altitude moyenne, volume érodé...) est sensiblement équivalente (Figure IV-19, et Annexes), aussi dans la suite de ce travail, seul le terme de surrection sera retenu. Il correspond au différentiel entre le niveau de référence (référence altitudinale à 0

correspondant au plateau pour les expériences avec sédimentation et à l'altitude de l'exutoire pour les expériences sans sédimentation) et le taux de surrection imposé au système.

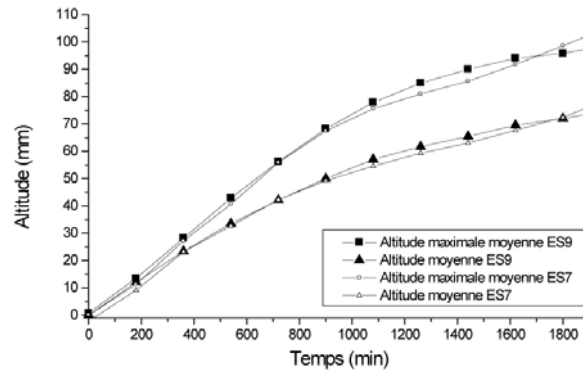


Figure IV-19 : Comparaison de l'évolution au cours du temps de l'altitude moyenne et de l'altitude maximale moyenne pour l'expérience ES7 ($U = 0 \text{ mm/h}$, $S = 5 \text{ mm/h}$) et pour l'expérience ES9 ($U = 2,5 \text{ mm/h}$, $S = 2,5 \text{ mm/h}$).

IV. 3. Résultats expérimentaux

IV. 3. 1. Dynamique du flux et croissance du réseau hydrographique

IV. 3. 1. 1) Analyse qualitative

L'ensemble des expériences réalisées au cours de ce travail débutent avec une surface plane (*Figure IV-20*). Des incisions se développent ensuite depuis l'exutoire en direction du fond de la boîte en réponse à la surrection. Ces incisions sont soit simples avec des ramifications, soit multiples depuis l'exutoire (*Figure IV-20*). Ces incisions gagnent progressivement le fond de la boîte et s'organisent progressivement avec un chenal central qui devient de plus en plus large. Ce chenal principal est de plus en plus large en se rapprochant de l'exutoire (*Figure IV-20*). Lorsque la topographie présente une surface totalement connectée, les crêtes principales migrent latéralement pour atteindre ensuite une position relativement fixe (*Figure IV-20*).

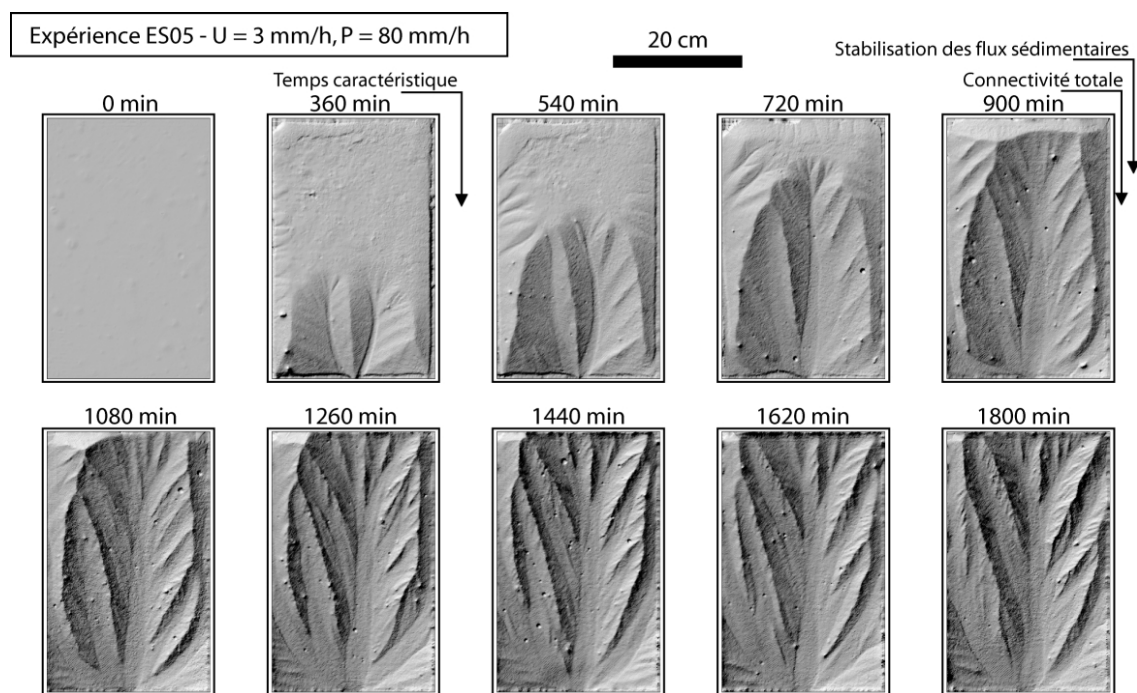


Figure IV-20 : Evolution de la topographie (MNT) de la zone en érosion au cours du temps pour une expérience sans sédimentation à l'exutoire (ES05). L'exutoire est situé en bas. Noter l'élargissement du principal bassin versant par migration des lignes de crête une fois que la croissance du réseau vers l'amont est terminée.

Dans les exemples présentés en *Figure IV-20* et *Figure IV-21*, les taux de surrection et de pluviométrie imposés au système sont identiques. Dans l'expérience ES05 (*Figure IV-20*), la zone en érosion n'est pas connectée à un bassin sédimentaire, alors que dans l'expérience ES13 (*Figure IV-21*), elle est connectée à un bassin sédimentaire. Dans ce dernier cas, l'évolution générale de la croissance du réseau respecte les mêmes grandes phases, avec le développement de l'incision, la connexion totale du

réseau, puis l'élargissement de la zone centrale avant d'atteindre une configuration des crêtes et des incisions relativement stable (*Figure IV-21*). Le point qui diffère au premier ordre est la chronologie de ces événements. Dans le cas de l'expérience ES05, l'enchaînement des principales phases est beaucoup plus rapide (croissance, connectivité et stabilisation). Aussi, sous un même taux de surrection et un même taux de pluviométrie, le système atteint un équilibre des flux sédimentaires de manière plus rapide s'il n'a pas de sédimentation associée. L'importance de la sédimentation sur la dynamique de l'érosion observée dans les travaux de Babault et al. (2005) est donc reproductible avec ces expériences. La dynamique de la zone en érosion n'est pas contrôlée par le taux de surrection U qui est imposée au système, mais par le taux de surrection relative U_r ($U_r < U$), tout comme dans les expériences de Babault et al. (2005).

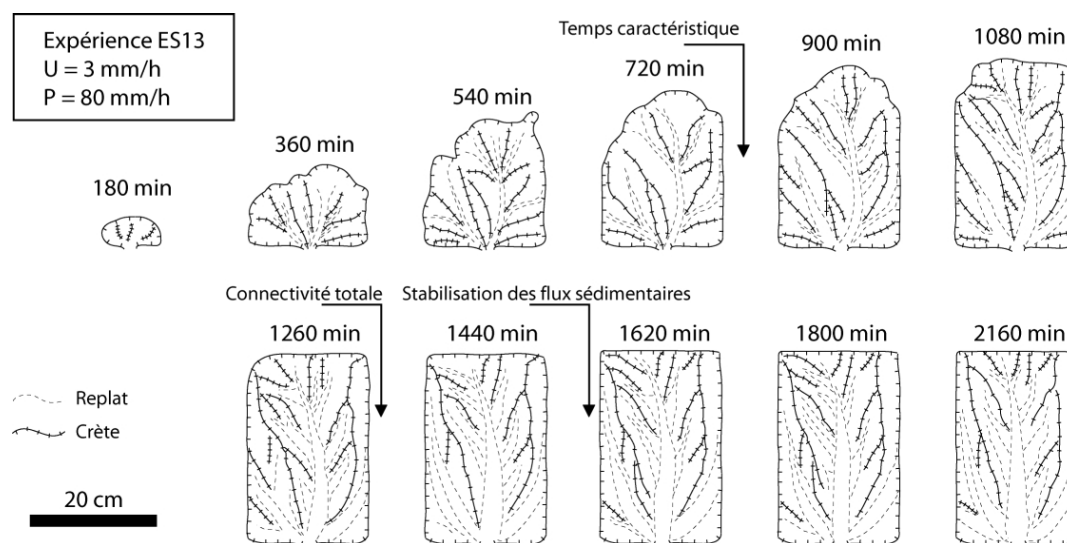


Figure IV-21 : Schémas de l'évolution de la zone en érosion au cours du temps pour une expérience avec bassin sédimentaire associé (ES13). L'exutoire est situé en bas de chaque schéma.

L'impact du taux de surrection et du taux de pluviométrie peut être estimé à partir de la comparaison des topographies à l'équilibre de l'ensemble des expériences réalisées au cours de ce travail (*Figure IV-22*). Pour un même taux de pluviométrie, plus le taux de surrection est élevé, plus le relief est rugueux et moins les chenaux principaux sont larges (*Figure IV-22*), tel qu'observé par Turowski et al. (2006). Pour des taux de surrection sensiblement équivalents, plus la pluviométrie est élevée, plus le relief est lisse et plus les chenaux principaux sont larges (*Figure IV-22*).

Ces observations préliminaires montrent que **les expériences munies pour la première fois d'un exutoire unique, arrivent à reproduire une phase de croissance du réseau hydrographique, puis une phase de stabilisation des morphologies du relief**, tel qu'observé dans les expériences antérieures développées à Géosciences-Rennes.

De plus, **l'influence de la sédimentation sur la dynamique de l'érosion est aussi reproductible** et est mise en évidence par une chronologie différente des principales phases entre une expérience avec sédimentation et une sans sédimentation pourtant soumise aux mêmes conditions de surrection et de pluviométrie.

Enfin, la relation entre taux de surrection, taux de pluviométrie et rugosité du relief semble aussi reproductible avec ce nouveau dispositif.



Figure IV-22 : Comparaison des topographies (MNT) à l'équilibre pour l'ensemble des expériences classées en fonction de la rugosité estimée visuellement du relief (même exagération verticale pour l'ensemble des topographies x2).

IV.3.1. 2) Analyse quantitative

Les douze expériences réalisées au cours de ce travail ont été analysées afin de caractériser la dynamique de la zone en érosion (*Tableau IV-2*). Les expériences commençant toujours avec une surface topographique relativement plane, l'altitude moyenne et l'altitude maximale de la zone en érosion sont nulles ou quasi nulles au début de l'expérience ($t = 0$) (*Figure IV-23*). L'altitude moyenne et l'altitude maximale de la zone en érosion évoluent ensuite de manière croissante au cours du temps en réponse à la surrection imposée (*Figure IV-23*). Ces valeurs atteignent ensuite une valeur constante pour les expériences sans sédimentation mais continuent de croître de manière sensiblement linéaire pour les expériences avec sédimentation (*Figure IV-23*). Pour les expériences avec sédimentation, l'altitude de l'exutoire continue aussi de croître au cours du temps en suivant une évolution similaire à celle de l'altitude moyenne. L'altitude moyenne relative de la zone en érosion (altitude moyenne minorée de l'altitude de l'exutoire) se stabilise par contre au bout d'un certain temps. Le nouveau dispositif permet donc de reproduire la phase de croissance du relief et la phase d'équilibre (*steady-state*) ou d'équilibre dynamique (*dynamic equilibrium*) dans le cas où un bassin sédimentaire est présent. Cette évolution au cours du temps peut être formalisée par une relation exponentielle entre l'altitude moyenne $\langle h \rangle$ et le temps t (e.g. Lague et al., 2003 ; Babault et al., 2005 ; Bonnet & Crave, 2006) :

$$\langle h(t) \rangle = \langle h \rangle_{eq} + \alpha e^{\frac{-t}{\tau_g}}$$

Avec $\langle h \rangle_{eq}$ l'altitude moyenne d'équilibre, α une constante et τ_g le temps caractéristique global du système.

Exp. N°	Vitesse de surrection (mm/h)	Surrection relative à l'équilibre (mm/h)	Pluviométrie (mm/h)	Altitude moyenne d'équilibre (mm)	Temps d'expérience (h)	Temps caractéristique global (h)	Temps de connectivité totale (h)	Temps de mise à l'équilibre des flux (h)
ES14	12		80 ± 5	45,6 ± 0,4	20,5	3,8 ± 0,5	7,5 ± 0,8	9,3 ± 0,9
ES13	3	2,2 ± 0,1	80 ± 5	22,8 ± 0,5	63	13 ± 0,9	20,8 ± 2,1	25 ± 5
	13	11,2 ± 0,7	80 ± 5	39,7 ± 3,3				
ES12	7	5,5 ± 0,3	80 ± 5	29,2 ± 0,5	51	7,6 ± 0,4	10,8 ± 1,1	15,2 ± 1,5
	2	1,9 ± 0,2	80 ± 5	21,1 ± 0,5				
ES11	5	3,8 ± 0,3	130 ± 10	21,7 ± 0,8	57	8,9 ± 0,9	12 ± 1,5	14 ± 1,4
	5	4,4 ± 0,4	80 ± 5	28,2 ± 1,7				
ES10	5	3,7 ± 0,4	40 ± 5	35,5 ± 0,4	60	12,4 ± 1	19,2 ± 2	20,8 ± 3
	5	4,3 ± 0,1	80 ± 5	27,7 ± 0,7				
ES9	5	3,8 ± 0,4	80 ± 5	27,3 ± 0,7	54	9,1 ± 0,9	14,7 ± 1,5	18,7 ± 1,9
	5	4,3 ± 0,2	40 ± 5	34,2 ± 0,6				
ES8	10	8,1 ± 0,8	80 ± 5	38,1 ± 0,4	27	7,6 ± 0,4	8,5 ± 0,9	12,7 ± 1,3
ES7	5	3,8 ± 0,1	80 ± 5	24,5 ± 1	45	8,5 ± 0,7	13,8 ± 1,4	18 ± 1,8
	10	8,5 ± 0,4	80 ± 5	36,1 ± 0,9				
ES6	5		80 ± 5	28,2 ± 0,3	47,5	5,7 ± 0,7	12,7 ± 1,7	14,3 ± 1,4
ES5	3		80 ± 5	22,2 ± 0,2	34	8,1 ± 1	16,2 ± 1,6	17,7 ± 1,8
ES4	1		80 ± 5	15 ± 0,3	60	19,7 ± 3	> 24	26,7 ± 2,7
	12		80 ± 5	41,3 ± 0,7				
ES3	8		80 ± 5	37,2 ± 0,5	28	4,2 ± 0,7	8,8 ± 0,9	10,8 ± 1,1

Tableau IV-2 : Conditions expérimentales et synthèse des principaux paramètres mesurés à l'équilibre

Dans le cas des expériences avec sédimentation, l'identification de l'équilibre dynamique se fait en suivant l'évolution de l'altitude moyenne relative, qui correspond à l'altitude moyenne minorée de l'altitude de l'exutoire. L'altitude moyenne relative d'une expérience suit une évolution sensiblement équivalente à celle de l'altitude moyenne d'une expérience sans sédimentation : une phase de croissance, puis une phase de stabilisation (*Figure IV-23*). Cette stabilisation traduit un équilibre entre érosion et

surrection relative (e.g. Babault et al., 2005) qui correspond à l'équilibre dynamique. Que ce soit pour les expériences avec sédimentation ou sans, cette stabilisation autour d'une valeur permet d'identifier l'altitude moyenne à l'équilibre $\langle h \rangle_{eq}$ qui est un point essentiel pour la caractérisation de la dynamique du relief du système étudié.

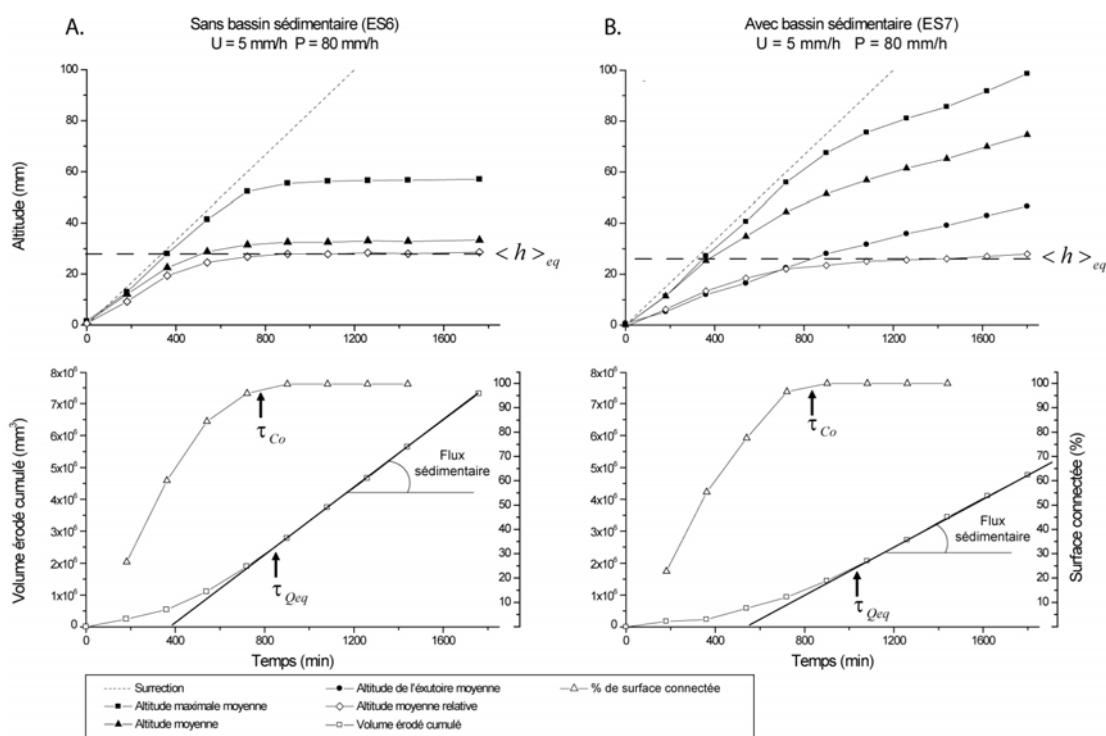


Figure IV-23 : Comparaison des principaux paramètres mesurés au cours d'une expérience sans bassin sédimentaire et au cours d'une expérience avec bassin sédimentaire. Les taux de surrection appliqués et les taux de pluviométrie sont identiques.

Bien que ne possédant pas de bassin sédimentaire, les altitudes moyennes des expériences ES3 à ES6 et ES14 ont également dû être corrigées à l'image des altitudes moyennes relatives calculées pour les expériences avec sédimentation. En effet, un petit corps sédimentaire de la largeur de la plaque de plexiglas (2 cm) au niveau de l'exutoire se développe et aggrave au cours du temps, tendant ainsi à majorer la valeur de l'altitude moyenne (jusqu'à 7 mm pour un taux de surrection de 12 mm/h).

Trois temps importants caractérisent la dynamique des expériences. Tout d'abord, **le temps caractéristique global τ_g** qui est calculé à partir du calage d'une loi exponentielle sur l'évolution de l'altitude moyenne au cours du temps. Ensuite, **le temps de connectivité totale τ_{Co}** qui correspond au temps nécessaire aux incisions pour développer un réseau hydrographique connecté couvrant la totalité de la surface de la zone en érosion (Figure IV-23). Enfin, **le temps de mise à l'équilibre des flux sédimentaires τ_{Qeq}** déterminé à partir des volumes érodés cumulés (Figure IV-23). Ces volumes sont calculés à l'aide du logiciel SURFER entre deux pas de temps successifs de numérisation et leur évolution devient linéaire à partir de ce temps τ_{Qeq} . Le temps caractéristique global τ_g calculé ici ne correspond pas au véritable temps caractéristique du système. En effet, le temps caractéristique du système se calcule à partir du calage de la relation exponentielle pour une expérience qui débute avec un système déjà totalement connecté (cf. Lague et al., 2003). Or, dans les expériences présentées ici, la

surface initiale est plane et non connectée. Aussi, le temps que met le système à être totalement connecté τ_{co} influence le calcul du temps caractéristique global τ_g (Figure IV-23). C'est pourquoi ce temps est appelé temps caractéristique global plutôt que temps caractéristique. Sur l'ensemble des expériences réalisées, le temps de mise à l'équilibre des flux sédimentaire τ_{Qeq} est supérieur au temps de connectivité totale τ_{co} qui est supérieur au temps caractéristique global τ_g (Tableau IV-2):

$$\tau_{Qeq} > \tau_{co} > \tau_g$$

Les études précédentes (e.g. Lague et al., 2003 ; Babault et al., 2005 ; Bonnet & Crave, 2006) ont montré que l'altitude moyenne à l'équilibre est une fonction linéaire du taux de surrection :

$$\langle h \rangle_{eq} = h_u + \tau_u U$$

Avec $\langle h \rangle_{eq}$ l'altitude moyenne d'équilibre, h_u l'altitude à l'origine, τ_u le temps caractéristique de mise à l'équilibre et U le taux de surrection.

Pour les expériences sans sédimentation, la correction des valeurs d'altitude moyenne par rapport au petit corps sédimentaire qui aggrave à l'exutoire de la boîte, permet de bien estimer l'altitude moyenne d'équilibre $\langle h \rangle_{eq}$, et de mettre en évidence sa relation avec le taux de surrection U du système. Pour les expériences avec sédimentation, il a fallu corriger l'altitude moyenne du bassin versant à l'aide de l'altitude moyenne de l'exutoire pour obtenir l'altitude moyenne relative d'équilibre $\langle h \rangle_{eq}$ (Figure IV-23). Cependant, cette altitude moyenne à l'équilibre n'est pas à relier avec le taux de surrection U imposé au système mais avec le taux de surrection relative Ur à l'équilibre (Babault et al., 2005). Ce taux de surrection relative à l'équilibre est alors calculé en faisant la moyenne des surrections relatives sur la période de temps où le système est à l'équilibre. Une fois tous ces paramètres déterminés, il est alors possible de comparer l'altitude moyenne à l'équilibre et le taux de surrection, relative ou non, pour l'ensemble des expériences, avec ou sans sédimentation. Qu'il y ait de la sédimentation, ou pas, la valeur de l'altitude moyenne d'équilibre respecte clairement une relation avec le taux de surrection (Figure IV-24). Pour un même taux de surrection, les altitudes moyennes d'équilibre sont par contre différentes pour des taux de pluviométrie différents (ES10 et ES11, Figure IV-24).

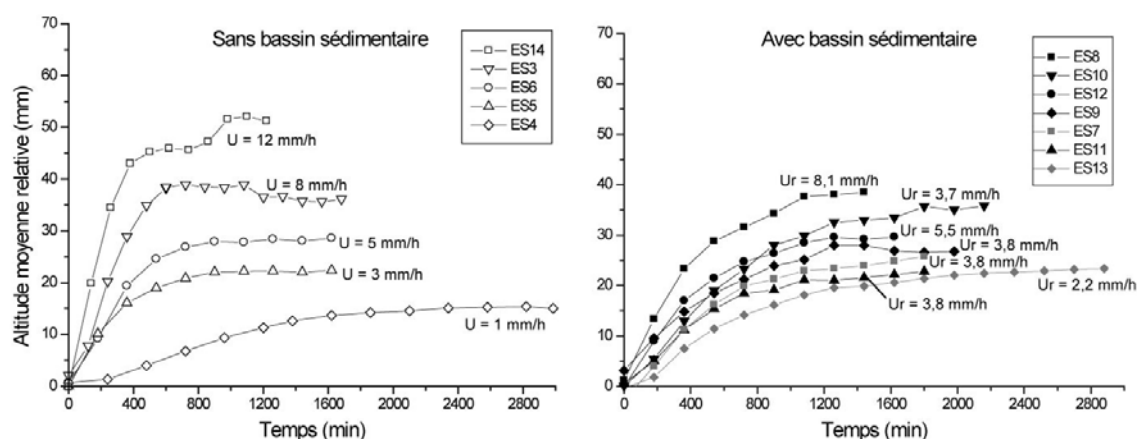


Figure IV-24 : Comparaison de l'évolution des altitudes moyennes de l'ensemble des expériences au cours du temps, avec ou sans bassin sédimentaire. Pour les expériences sans sédimentation, les courbes présentées sont les courbes d'altitude moyenne corrigée de la sédimentation à l'exutoire. Pour les expériences avec sédimentation, les courbes présentées sont les courbes d'altitude moyenne relative.

Les expériences réalisées au cours de ce travail (avec ou sans sédimentation) permettent d'établir la relation suivante entre l'altitude moyenne d'équilibre et taux de surrection (*Figure IV-25a*) :

$$\langle h \rangle_{eq} = 16,7 + 2,3U_r \quad R^2 = 0,973$$

Le temps caractéristique de mise à l'équilibre τ_u est de 2,3 h dans les expériences réalisées au cours de cette thèse. Cette relation linéaire entre altitude moyenne d'équilibre et taux de surrection relative suggère que le paramètre n qui intervient dans la loi d'érosion est égal à 1 (cf. Lague, 2001 ; Lague et al., 2003). Ainsi, l'évolution du flux sédimentaire sera reliée à l'évolution de la pente de manière linéaire.

Les trois temps importants présentés auparavant peuvent aussi être étudiés en relation avec les différents taux de surrection relative U_r testés. Le temps caractéristique global τ_g , le temps de connectivité total τ_{Co} et le temps de mise à l'équilibre des flux sédimentaires τ_{Qeq} peuvent être tous les trois exprimés en fonction du taux de surrection relative par l'intermédiaire de lois puissances (*Figure IV-25c, d, e*) :

$$\tau_g = 19,7U_r^{-0,63} \quad \tau_{Co} = 33,7U_r^{-0,64} \quad \tau_{Qeq} = 28,7U_r^{-0,39}$$

Le temps caractéristique du système en érosion est utilisé pour approcher le paramètre n de la loi d'érosion (cf. Lague, 2002 ; Lague et al., 2003). Or, j'ai déjà souligné que les temps calculés ici ne sont pas des temps de réponse caractéristiques. Même en essayant de calculer le temps caractéristique pour chaque expérience en prenant comme origine le temps de connectivité total, il n'est pas possible de parfaitement caler des lois exponentielles sur l'évolution de l'altitude moyenne. La base de données développée au cours de ce travail ne permet donc pas de calculer le temps caractéristique de chaque expérience, puis de regarder l'évolution de celui-ci en fonction du taux de surrection. Cette approche n'est donc pas envisageable pour calibrer la loi d'érosion liée au système à partir des expériences réalisées.

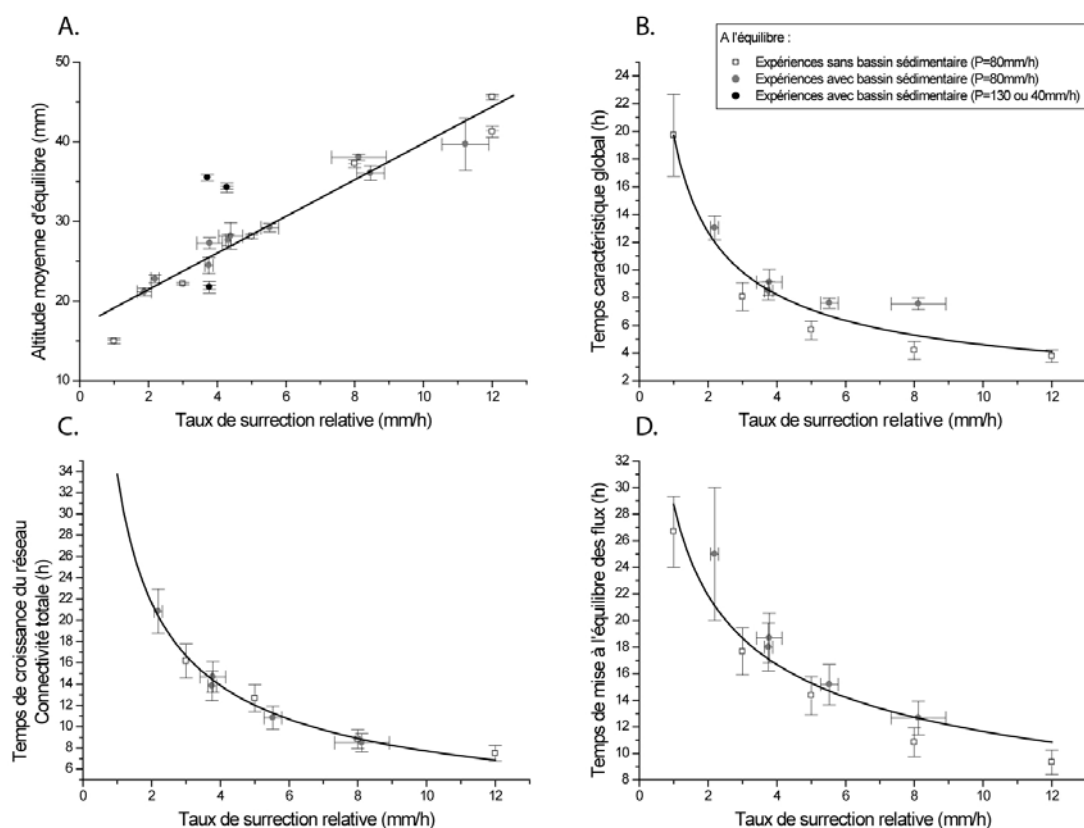


Figure IV-25 : Synthèse des principaux paramètres mesurés dans la zone en érosion des expériences en fonction du taux de surrection relative.

IV.3.1. 3) Processus locaux

Le comportement macroscopique des expériences réalisées au cours de cette thèse est comparable à celui des expériences déjà réalisées à Géosciences-Rennes. L'évolution du relief respecte une phase de croissance du réseau hydrographique puis une phase d'équilibre (*steady-state* ou *dynamic equilibrium*). A l'équilibre, la relation entre l'altitude moyenne $\langle h \rangle_{eq}$ (relative ou non) et le taux de surrection Ur est linéaire suggérant que le flux sédimentaire évolue linéairement avec la pente.

Une étude de la dynamique locale à l'aide des relations pente-aire drainée a été réalisée afin (1) de vérifier que les principaux domaines d'érosion de nos expériences sont comparables à ceux des expériences précédemment réalisées à Géosciences-Rennes et (2) pour identifier si l'augmentation de l'aire du bassin versant permet de modéliser des processus de plus en plus diversifiés (Figure IV-26).

La pente locale S de la topographie est reliée à l'aire drainée amont A dans les systèmes naturels par une relation puissance (e.g. Hack, 1957) :

$$S = kA^{-\theta}$$

Avec k l'indice de pente et θ l'indice de concavité (Flint, 1974).

L'analyse des relations pente-aire drainée des topographies à l'équilibre des expériences sans sédimentation (ES3, ES4, ES5, ES6, ES14) a été réalisée sur l'ensemble de la zone en érosion. Le choix s'est porté sur ces expériences car elles présentent la plus large gamme de taux de surrection testée au cours de ce travail. Cette analyse consiste à calculer en chaque point de la topographie, la pente locale et l'aire drainée amont qui alimente ce point. Trois grands domaines se distinguent dans la zone en érosion, délimités par des aires drainées de coupure moyenne autour de 10 mm² et 150 mm² (Figure IV-26). Le domaine I qui présente les aires drainées les plus faibles correspond aux parties supérieures du bassin versant. Le domaine II qui présente des aires drainées intermédiaires (10 à 150 mm²) correspond à la zone de convergence du réseau hydrographique. Enfin, le domaine III correspond aux zones de replat où peuvent se développer des chenaux de plusieurs millimètres de large (Figure IV-26). L'indice de concavité θ correspond pour chacun de ces domaines à la pente de la régression linéaire passant par les points de mesures (Figure IV-26).

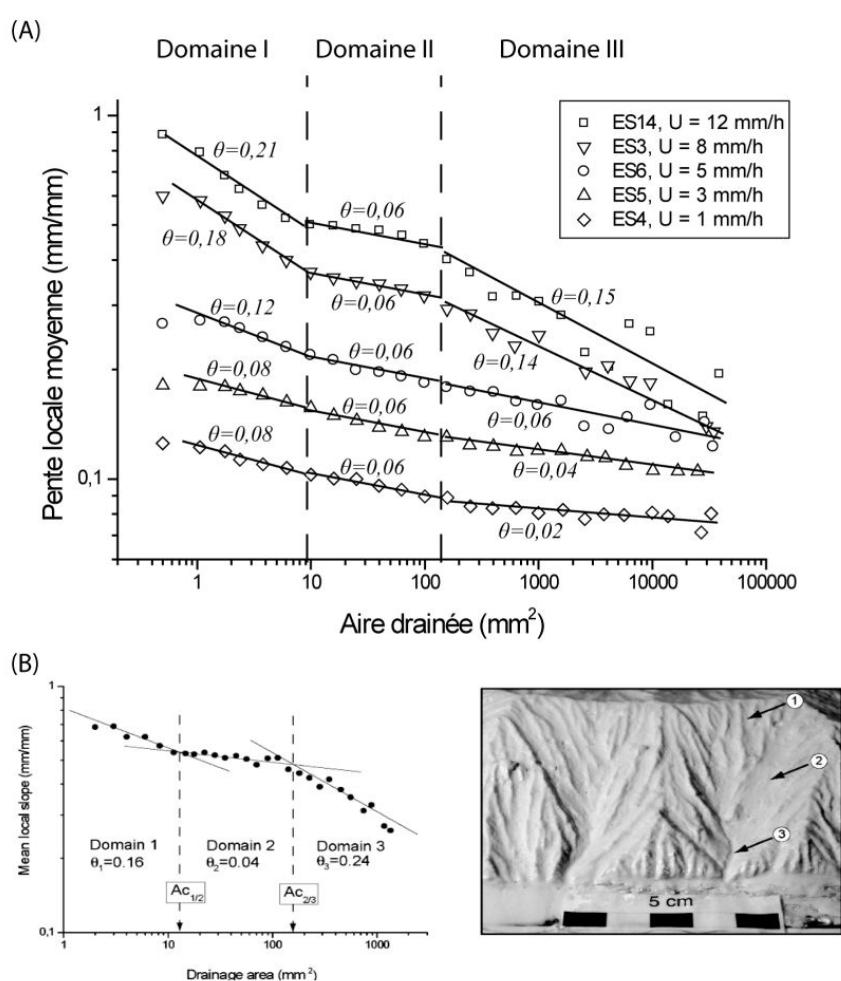


Figure IV-26 : (A) Relation pente-aire drainée des topographies à l'équilibre sur l'ensemble de la gamme de taux de surrection explorée au cours de ce travail. (B) Relation pente-aire drainée, formes d'érosion et aires drainées de coupure dans des expériences de 14 x 20 cm (Crave et al., soumis).

Les relations pente-aire drainée des topographies à l'équilibre évoluent en fonction du taux de surrection. Plus le taux de surrection est élevé, plus il est facile d'identifier les aires de coupure (*Figure IV-26*). Pour les très faibles taux de surrection (ES4, ES5), ces aires de coupure sont reportées sans identifier de variations significatives de l'indice de concavité θ (*Figure IV-26*). Pour les domaines I et III identifiés, plus le taux de surrection est élevé, plus l'indice de concavité θ est élevé, indiquant ainsi une augmentation des pentes locales. L'indice de concavité θ du domaine II reste stable quelque soit le taux de surrection (*Figure IV-26*). Ces résultats sont tout à fait cohérents avec l'augmentation du relief et de sa rugosité en liaison avec le taux de surrection comme cela a été montré précédemment (*Figure IV-22*).

Les gammes d'indice de concavité de nos expériences sont proches de celles des expériences déjà réalisées à Géosciences-Rennes (e.g. Babault, 2004 ; Crave et al., soumis ; *Figure IV-26*). L'augmentation de l'indice de concavité avec le taux de surrection pour les domaines de très faible aire drainée (Domaine I) et de forte aire drainée (Domaine III) avait déjà été observées par Babault (2004). De même, le domaine intermédiaire (Domaine II) avec un indice de concavité constant quelque soit le taux de surrection, avait aussi été observé par Babault (2004). Une étude approfondie de l'influence du taux de surrection, du taux de pluviométrie et de la taille du dispositif devrait être envisagée dans le futur pour pouvoir comparer et discuter de l'influence relative de tous ces paramètres sur les relations pente-aire drainée.

Le développement d'une zone en érosion présentant une aire drainée beaucoup plus grande que celle déjà utilisée à Géosciences-Rennes visait à mieux caractériser les processus dont les paramètres s'approchaient des systèmes naturels fluviaux (e.g. Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993). Les aires maximales identifiées par cette approche ne dépassent pas 35000 mm² alors que l'aire de la boîte est de 64000 mm². Ce problème est lié au mode de calcul des valeurs moyennes de l'approche numérique des relations pente-aire drainée (cf. Lague, 2002). Par rapport aux expériences réalisées à Géosciences-Rennes qui présentaient les plus grands bassins versants (~20000 mm², Babault, 2004), les expériences réalisées au cours de ce travail n'ont donc permis d'étendre les analyses que de 15000 mm². Les fortes valeurs d'aire drainée correspondent en fait aux zones à proximité de l'exutoire. Dans ces zones, les pentes sont très faibles et les écoulements circulent généralement dans un chenal principal de plusieurs millimètres de large, voir de plusieurs dizaines de millimètres (e.g. *Figure IV-21*). Il est alors très difficile d'attribuer une valeur d'aire drainée amont en un point, et la dispersion des points pour les aires drainées élevées ne permet alors pas d'identifier l'indice de concavité θ de manière fiable. Aussi, l'analyse de la relation pente-aire drainée des expériences réalisées au cours de ce travail n'a pas permis de mieux contraindre la nature des écoulements dans la zone en érosion.

IV. 3. 1. 4) Synthèse sur la dynamique du flux et la croissance du réseau hydrographique

Un des objectifs de cette approche expérimentale est de pouvoir formaliser une expression traduisant l'évolution de flux sédimentaire Q_s au cours du temps, en réponse à la croissance du réseau. Le *Tableau IV-3* récapitule l'ensemble des paramètres liés à cette étude sur le flux sédimentaire. A chaque pas de temps, le volume érodé correspondant à la différence entre deux topographies successives est calculé à l'aide de SURFER. Ces volumes sont ensuite additionnés et reportés en fonction du temps afin de caractériser l'évolution du volume érodé cumulé au cours de l'expérience. Le flux sédimentaire correspond alors à la pente locale entre deux points de mesure. Au cours du temps, le volume érodé cumulé croît fortement pour ensuite atteindre une droite dont la pente correspond au flux sédimentaire à l'équilibre (*Figure IV-23 ; Figure IV-27a*).

A l'équilibre (*steady-state* ou *dynamic equilibrium*), le flux sédimentaire Q_s respecte la relation (e.g. Bonnet & Crave, 2003 ; Babault et al., 2005) :

$$Q_s = AU_r$$

Avec A l'aire du bassin versant (égale à l'aire de la zone en érosion) et U_r le taux de surrection relative.

Exp. N°	Vitesse de surrection (mm/h)	Surrection relative à l'équilibre (mm/h)	Pluviométrie (mm/h)	Flux sédimentaire à l'équilibre (mm ³ /h)	Temps caractéristique du ratio Q_s/U_r (h)	Temps de mise à l'équilibre des flux (h)
ES14	12		80 ± 5	712440	5,9 ± 1,2	9,3 ± 0,9
ES13	3	2,2 ± 0,1	80 ± 5	143160	16,5 ± 1,6	25 ± 5
	13	11,2 ± 0,7	80 ± 5	496380	-	-
ES12	7	5,5 ± 0,3	80 ± 5	353760	9,2 ± 0,9	15,2 ± 1,5
	2	1,9 ± 0,2	80 ± 5	117540	-	-
ES11	5	3,8 ± 0,3	130 ± 10	226020	9,9 ± 1,1	14 ± 1,4
	5	4,4 ± 0,4	80 ± 5	258720	-	-
ES10	5	3,7 ± 0,4	40 ± 5	226980	14,6 ± 1,7	20,8 ± 3
	5	4,3 ± 0,1	80 ± 5	267060	-	-
ES9	5	3,8 ± 0,4	80 ± 5	226140	9,8 ± 0,8	18,7 ± 1,9
	5	4,3 ± 0,2	40 ± 5	274200	-	-
ES8	10	8,1 ± 0,8	80 ± 5	479520	7,6 ± 0,5	12,7 ± 1,3
ES7	5	3,8 ± 0,1	80 ± 5	249000	11,4 ± 1,6	18 ± 1,8
	10	8,5 ± 0,4	80 ± 5	-	-	-
ES6	5		80 ± 5	316260	7,0 ± 0,6	14,3 ± 1,4
ES5	3		80 ± 5	190800	9,9 ± 1,0	17,7 ± 1,8
ES4	1		80 ± 5	59220	23,3 ± 2,4	26,7 ± 2,7
	12		80 ± 5	-	-	-
ES3	8		80 ± 5	534900	6,2 ± 0,7	10,8 ± 1,1

Tableau IV-3 : Conditions expérimentales et synthèse des principaux paramètres mesurés en relation avec la dynamique du flux sédimentaire.

Le produit $A \cdot U_r$ correspond à la valeur limite vers laquelle tend le flux sédimentaire au cours du temps (pour U constant). Aussi, le ratio Q_s/U_r tend vers une valeur limite qui correspond à la taille du bassin versant A . Une étude du ratio Q_s/U_r a alors été entreprise afin de caractériser l'évolution temporelle de ce ratio pour la période transitoire de croissance du réseau hydrographique (Figure IV-27).

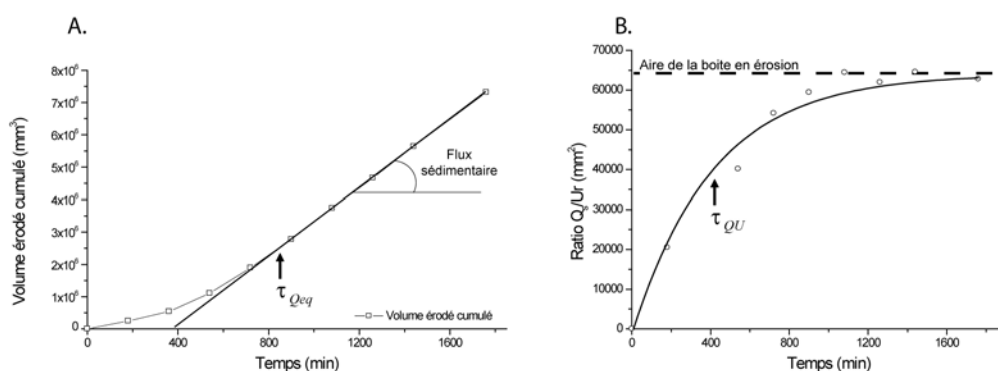


Figure IV-27 : A : évolution du volume érodé cumulé au cours du temps permettant d'identifier le temps de mise à l'équilibre des flux τ_{Qeq} et le flux sédimentaire à l'équilibre pour l'expérience ES6. B : évolution du ratio Q_s/U_r au cours du temps, qui suit une loi exponentielle permettant de calculer un temps caractéristique τ_{QU} pour l'expérience ES6.

La pente de la droite qui représente l'évolution du volume érodé cumulé est croissante avec le taux de surrection relative (Figure IV-28). Pour un même taux de pluviométrie, plus le taux de surrection est

élevé, plus le flux sédimentaire à l'équilibre est élevé. Pour des taux de pluviométrie différents et un même taux de surrection relative, le flux sédimentaire à l'équilibre est le même (Figure IV-28). Le temps de mise à l'équilibre du flux τ_{Qeq} n'est cependant pas le même pour les trois expériences présentées dans la Figure IV-28. Plus le taux de pluviométrie est élevé, plus le temps de mise à l'équilibre du flux τ_{Qeq} est faible.

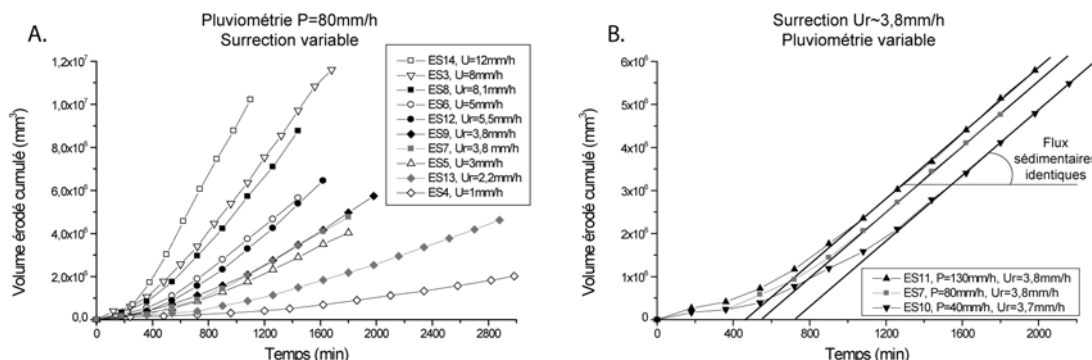


Figure IV-28 : A : évolution du volume érodé cumulé au cours du temps pour toutes les expériences illustrant l'influence du taux de surrection relative sur la valeur du flux sédimentaire à l'équilibre. B : évolution du volume érodé cumulé au cours du temps pour trois expériences ayant le même taux de surrection relative mais un taux de pluviométrie différent. A l'équilibre les trois courbes sont représentées par une droite de même pente illustrant que le flux sédimentaire est le même pour ces trois expériences. Le temps de mise à l'équilibre du flux τ_{Qeq} est cependant différent pour chacune des expériences.

Au cours du temps, le ratio Q_s/U_r évolue selon une loi exponentielle à l'image de l'évolution de l'altitude moyenne pour toutes les expériences :

$$\frac{Q_s(t)}{U_r(t)} = A(1 - e^{-\frac{t}{\tau_{QU}}})$$

Avec A l'aire de la zone en érosion (constante = 64000 mm²) et τ_{QU} le temps caractéristique du système.

Le temps caractéristique τ_{QU} est déterminé à partir du calage de la relation exponentielle sur les valeurs du ratio Q_s/U_r en fonction du temps pour un taux de pluviométrie constant (Figure IV-27). Ce temps caractéristique dépend du taux de surrection relative par une loi puissance (Figure IV-29) :

$$\tau_{QU} = 22,3U_r^{-0,57}$$

Pour un taux de surrection relative constant, ce temps caractéristique est décroissant avec la pluviométrie croissante (Figure IV-29). Ce temps caractéristique dépend donc aussi du taux de pluviométrie, mais le faible nombre de données ne permet pas de proposer une loi fiable.

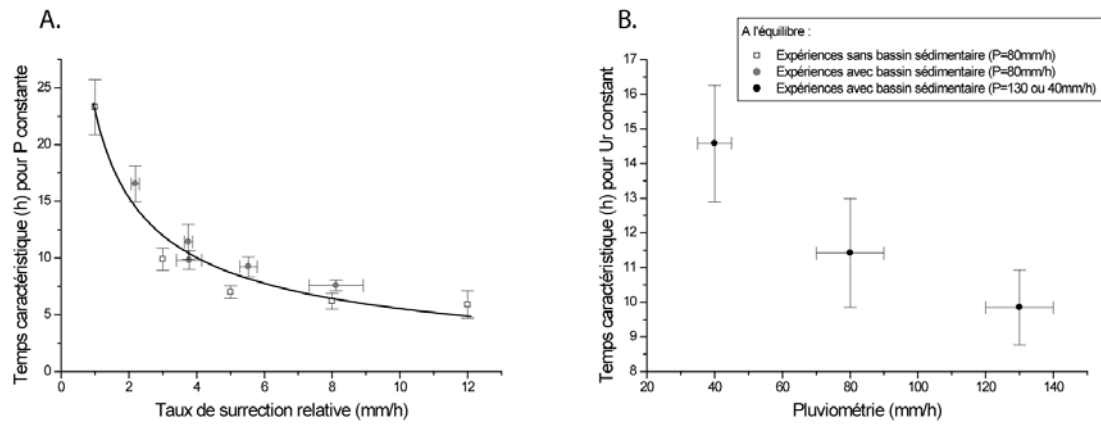


Figure IV-29 : A : évolution du temps caractéristique τ_{QU} selon une loi exponentielle en fonction du taux de surrection relative. B : évolution du temps caractéristique τ_{QU} en fonction du taux de pluviométrie, pour un taux de surrection constant.

IV. 3. 2. Morphologie et dynamique du cône sédimentaire

IV. 3. 2. 1) Analyse qualitative

Les sept expériences avec bassin sédimentaire débutent avec une surface plane pour la zone en érosion qui est alignée avec le plateau de la zone en sédimentation. Au cours du temps, le plateau de la zone en sédimentation est en subsidence, ou la zone en érosion est en surrection, créant un différentiel topographique à l'origine de la croissance du réseau hydrographique. Toutes les expériences avec bassin sédimentaire réalisées au cours de ce travail présentent la même évolution de la surface et de la pente du cône au cours du temps. Cette évolution est caractérisée par une première phase très rapide (~10% du temps d'expérience pour l'expérience ES13) durant laquelle la surface croît fortement et la pente aussi (*Figure IV-30*). Ensuite, une deuxième phase de cette évolution est caractérisée par une croissance radiale continue de la surface du cône selon une vitesse de moins en moins élevée dans le temps, et une croissance continue de la pente du cône (*Figure IV-30*). Enfin, une dernière phase durant laquelle la pente est relativement stable, alors que la surface du cône continue de s'étendre par petits secteurs (*Figure IV-30*).

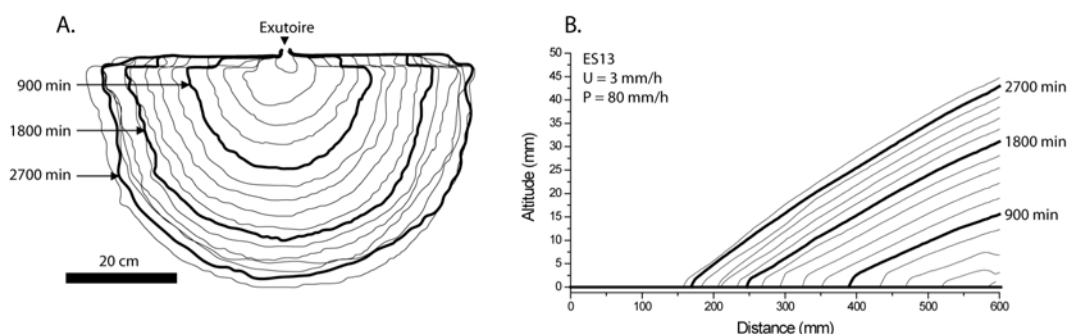


Figure IV-30 : Evolution de la surface (A) et de la pente (B) représentée ici par un profil longitudinal à travers le cône passant par l'exutoire de l'expérience ES13 au cours du temps. Les lignes en gras correspondent à $t=900$, 1800 et 2700 min. Les lignes fines sont espacées de 180 min. Les données présentées couvrent une période de temps de 2880 min.

Les expériences étant réalisées sous différents taux de surrection et de pluviométrie, il est possible de comparer qualitativement l'influence de ces différents paramètres sur la surface et la pente du cône (*Figure IV-31*). La *Figure IV-31* représente les cônes des sept expériences au même moment ($t=1440$ min), ainsi que le profil longitudinal du cône (*Figure IV-31h*). Pour un taux de pluviométrie identique, plus le taux de surrection est élevé, plus la surface du cône est grande et plus la pente du cône est forte. Pour un taux de surrection sensiblement identique ((*Figure IV-31c*, d, e, f), plus le taux de pluviométrie est élevé, plus la surface du cône est grande et moins la pente du cône est élevée (et inversement).

Un dernier point ressort de cette comparaison qualitative des cônes à un même instant pour différents jeux de paramètres de contrôle. Les morphologies et les géométries qui se développent à la surface du cône sont différentes. Les cônes des expériences ES10, ES11 et ES13 (*Figure IV-31c*, f, g) présentent une surface assez homogène avec des figures radiales assez simples, alors que les cônes des autres expériences présentent des surfaces avec des morphologies plus complexes (*Figure IV-31a*, b, d, e).

Ces évolutions comportementales sont très similaires avec celles des expériences de Hooke (1967) et de Weaver (1984).

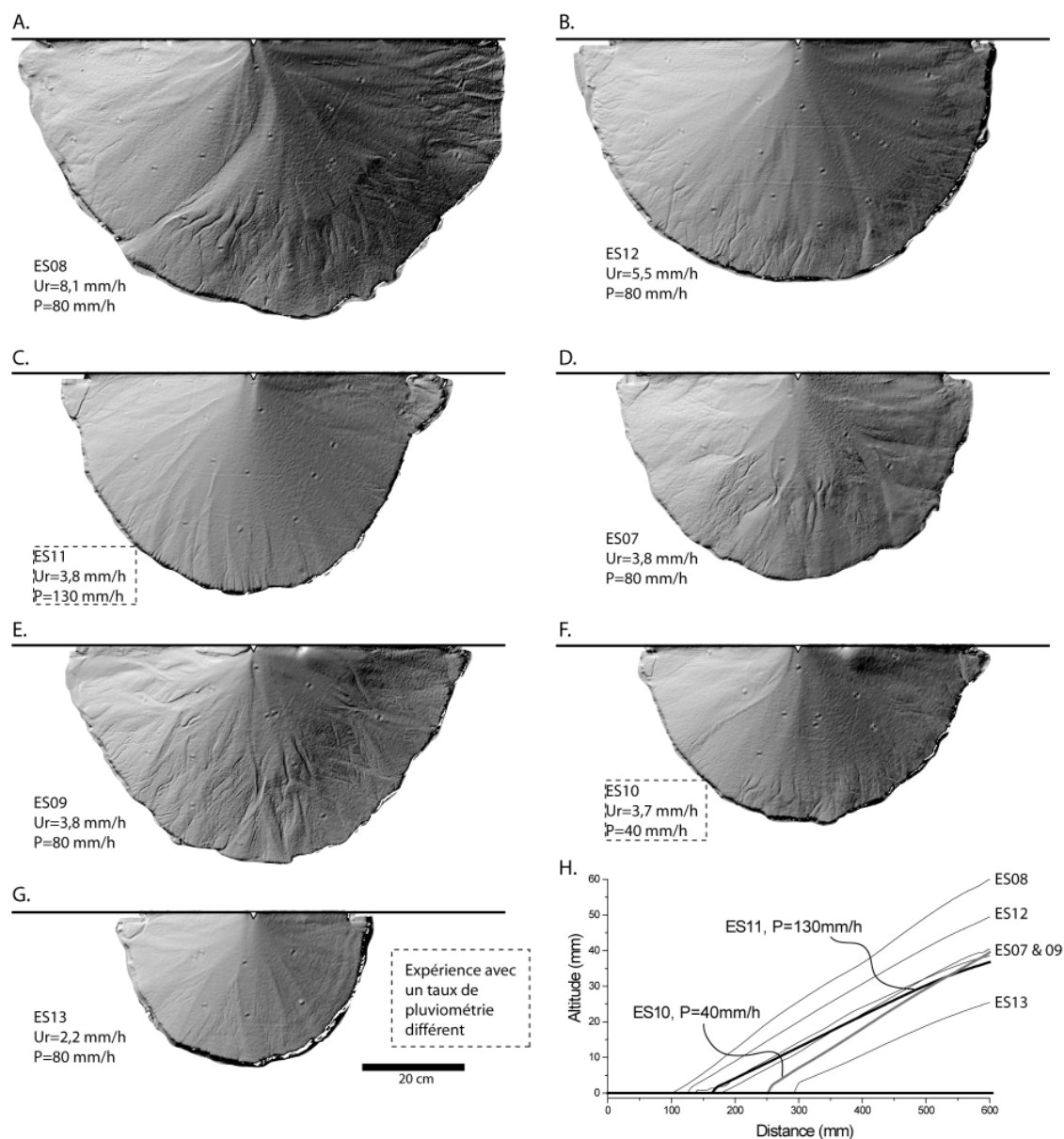


Figure IV-31 : Les différents cônes des sept expériences avec sédimentation à $t = 1440 \text{ min}$. Tous les cônes sont représentés à la même échelle et avec la même exagération verticale (3x). A : expérience ES08. B : expérience ES12. C : expérience ES11. D : expérience ES07. E : expérience ES09. F : expérience ES10. G : expérience ES13. H : coupes longitudinales au travers des sept cônes présentés à $t=1440 \text{ min}$. Noter que l'expérience ES10 et ES11 sont réalisées avec des pluviométries différentes des autres expériences.

IV.3.2. 2) Dynamique du cône et paramètres de contrôle

La zone en sédimentation peut être étudiée quantitativement de la même manière que la zone en érosion (*Tableau IV-4*). Alors que pour la zone en érosion, l'ensemble des attentions se portaient autour du comportement de l'altitude moyenne, il faut trouver un équivalent pour la zone en sédimentation pour pouvoir caractériser son évolution. Deux principaux paramètres peuvent être extraits à partir des MNT : la pente moyenne du cône et la surface du cône. L'étude au cours du temps de l'évolution de ces paramètres est alors envisagée afin d'identifier si ces paramètres permettent d'obtenir des informations sur le flux sédimentaire et donc à terme si le système sédimentaire enregistre la dynamique du flux sédimentaire lié aux différentes phases de l'évolution des reliefs (*Figure IV-32*).

Exp. N°	Vitesse de surrection (mm/h)	Surrection relative à l'équilibre (mm/h)	Pluviométrie (mm/h)	Pente moyenne du cône à l'équilibre (°)	Coefficient de vitesse de progradation (mm/h(1/2))	Temps caractéristique lié à la pente (h)
ES13	3	2,2 ±0,1	80 ±5	5,6 ±0,2	347 ±13	12,5 ±1
	13	11,2 ±0,7	80 ±5	6,9 ±0,2	-	-
ES12	7	5,5 ±0,3	80 ±5	6,1 ±0,1	491 ±19	5,4 ±0,3
	2	1,9 ±0,2	80 ±5	5,6 ±0,2	-	-
ES11	5	3,8 ±0,3	130 ±10	5,4 ±0,2	480 ±38	8,7 ±2
	5	4,4 ±0,4	80 ±5	6,4 ±0,1	-	-
ES10	5	3,7 ±0,4	40 ±5	6,9 ±0,3	398 ±16	7,1 ±0,3
	5	4,3 ±0,1	80 ±5	6,1 ±0,1	-	-
ES9	5	3,8 ±0,4	80 ±5	6,1 ±0,2	405 ±32	5,6 ±0,9
	5	4,3 ±0,2	40 ±5	7,4 ±0,1	-	-
ES8	10	8,1 ±0,8	80 ±5	6,8 ±0,3	547 ±57	4,1 ±0,3
ES7	5	3,8 ±0,1	80 ±5	5,6 ±0,2	474 ±77	7,2 ±1,2
	10	8,5 ±0,4	80 ±5	6,9 ±0,2	-	-

Tableau IV-4 : Conditions expérimentales et synthèse des principaux paramètres mesurés et calculés à partir de la pente et de la surface du cône.

Au cours du temps, la pente moyenne du cône est croissante jusqu'à atteindre une relative stabilité (*Figure IV-32*). Cette évolution suit une loi exponentielle à l'image de l'évolution de l'altitude moyenne au cours du temps. Il est donc possible de déterminer un temps caractéristique pour le système en sédimentation basé sur la pente du cône τ_s à partir de cette loi exponentielle (*Figure IV-32*). Plus le taux de surrection est élevé, plus la valeur de stabilisation de la pente moyenne est élevée (*Figure IV-33a*). De plus, plus le taux de pluviométrie est faible, plus la valeur de stabilisation de la pente moyenne est élevée (*Figure IV-33b*). En déterminant la loi exponentielle représentant l'évolution des pentes des cônes au cours du temps pour chacune des expériences (*Figure IV-33*), il est alors possible d'analyser l'évolution de ce temps caractéristique τ_s en fonction du taux de surrection relative (*Figure IV-32*). Le temps caractéristique du système sédimentaire basé sur la pente du cône τ_s est relié au taux de surrection relative par une loi puissance (*Figure IV-32*) :

$$\tau_s = 26,2U_r^{-0,99}$$

Les différentes études expérimentales, complétées par des approches mathématiques présentées au début de ce chapitre, ont abouti à des formulations qui relient la pente des cônes au flux sédimentaire et au flux d'eau (e.g. Hooke, 1967 ; Hooke & Rohrer, 1977 ; Parker et al., 1998). Une étude a donc été entreprise afin de caractériser la relation propre au système mis en œuvre au cours de ce travail (*Figure IV-34*). Tout d'abord, il a été vérifié que la pente moyenne du cône respecte bien une relation avec l'altitude de l'exutoire et la distance de progradation du cône (*Figure IV-34a*). Cette distance de progradation a été calculée en assimilant la surface du cône à un demi-cercle, puis en extrayant le rayon moyen de cette surface. La *Figure IV-34a* présente l'ensemble des points de mesure, pendant la

croissance et pendant la stabilisation de la pente. Cette figure illustre que la relation de Pythagore est respectée, et donc que l'évolution de la surface du cône (qui intervient par la distance de progradation) et l'évolution de la pente du cône sont reliées.

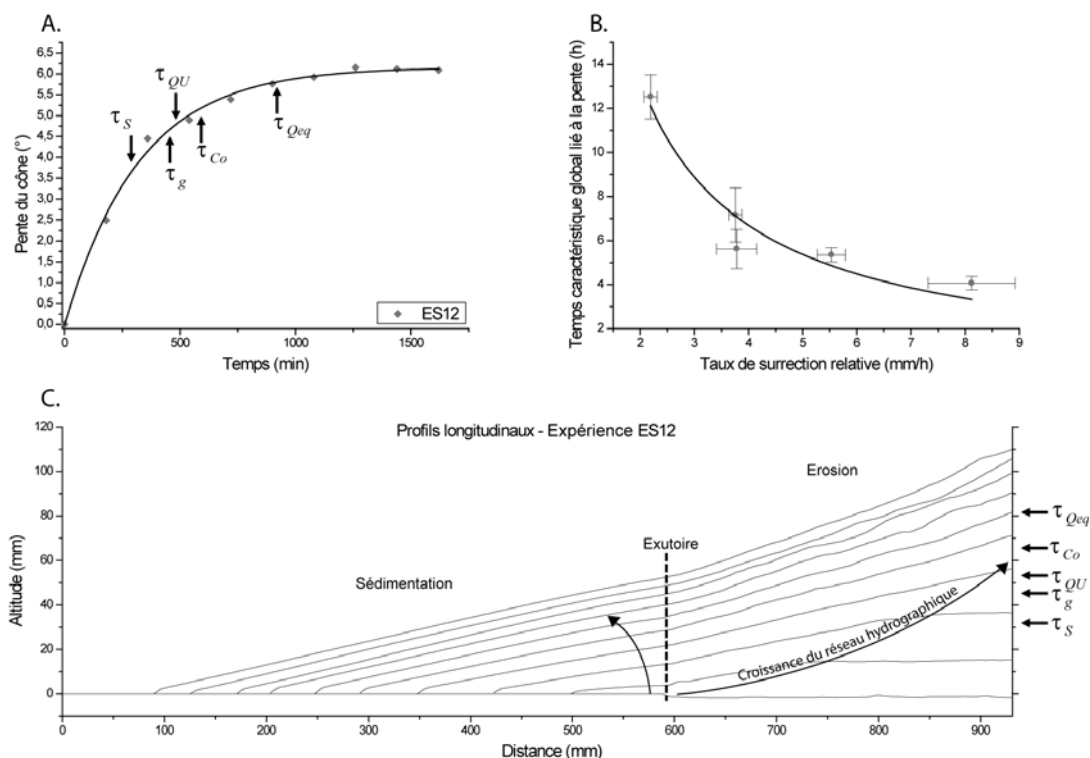


Figure IV-32 : (A) Evolution de la pente moyenne du cône au cours du temps et loi exponentielle représentant cette évolution pour l'expérience ES12. (B) Evolution du temps caractéristique global lié à la pente du cône en fonction du taux de surrection relative. (C) Profils longitudinaux de l'expérience ES12 illustrant l'évolution du cône au cours du temps. Noter l'augmentation de la pente pendant la phase de croissance du réseau hydrographique puis sa stabilisation quand la topographie atteint l'équilibre dynamique.

Ensuite, l'ensemble des points de mesure des sept expériences avec bassin sédimentaire ont été représentés dans un graphique reliant le ratio Q_s/Q_w en fonction de la pente (Figure IV-34b). La formulation qui reproduit au mieux cette relation est une loi puissance positive :

$$S_f = 12,8 \left(\frac{Q_s}{Q_w} \right)^{0,26}$$

La pente moyenne du cône étant liée à la surface du cône et à l'altitude de l'exutoire, la vitesse de progradation et l'aggradation du cône sont donc aussi reliées au ratio Q_s/Q_w aussi bien pendant la phase de croissance du réseau que pendant la période d'équilibre.

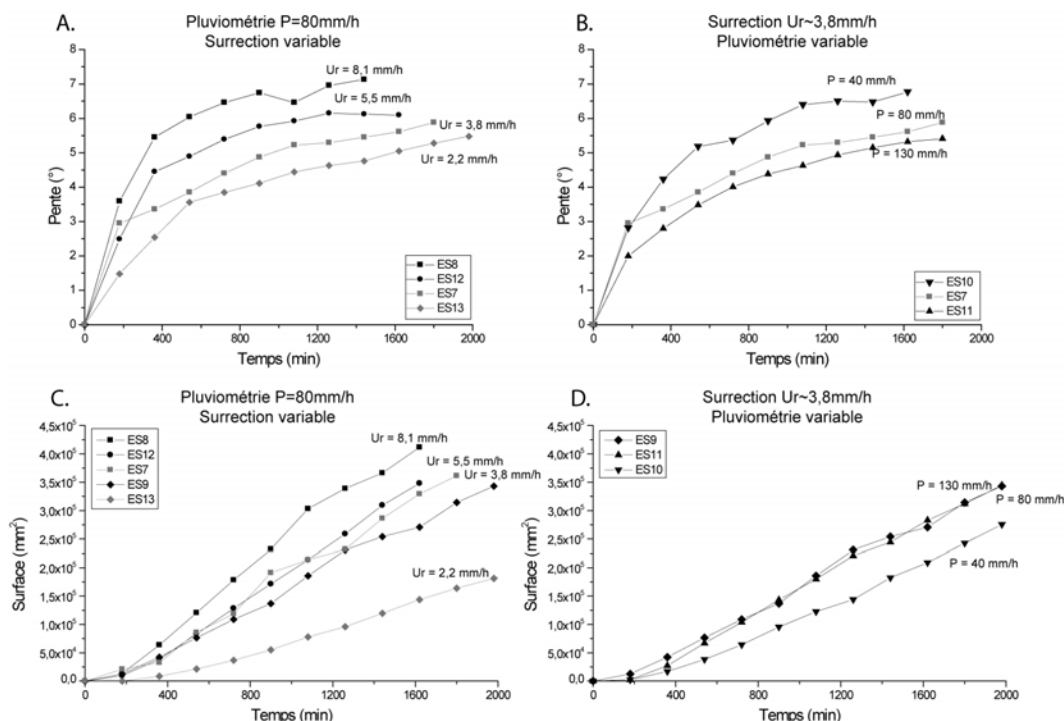


Figure IV-33 : A : évolution de la pente moyenne du cône au cours du temps pour un même taux de pluviométrie. B : évolution de la pente moyenne du cône au cours du temps pour un même taux de surrection. C : évolution de la surface du cône au cours du temps pour un même taux de pluviométrie. D : évolution de la surface du cône pour un même taux de surrection.

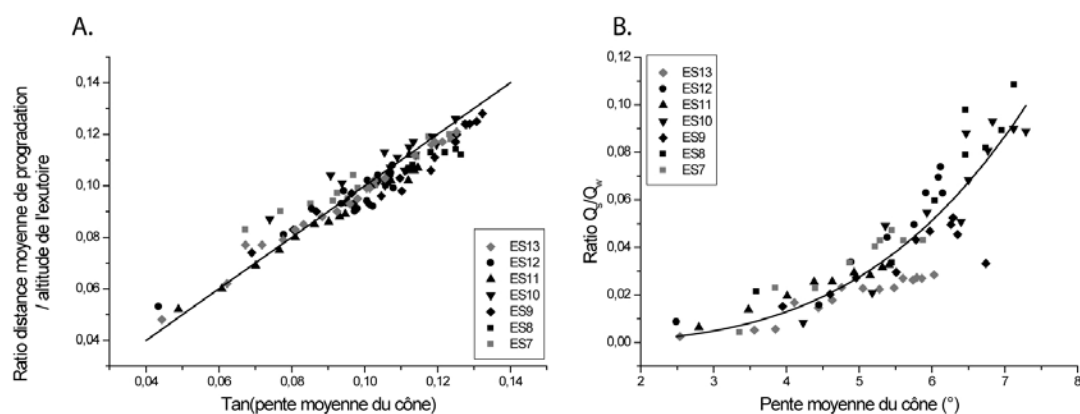


Figure IV-34 : A gauche : Relation entre altitude de l'exutoire, distance moyenne de progradation et pente moyenne du cône. A droite : Relation entre Q_s/Q_w et la pente moyenne du cône. Les points des expériences correspondent à la phase de croissance du réseau et à la phase d'équilibre.

La surface du cône présente une évolution dans le temps proche de celle du volume érodé cumulé calculé dans la zone en érosion (*Figure IV-35*). Après une période de croissance très élevée, la surface du cône croît de manière linéaire au cours du temps. L'évolution de la surface du cône permet de déduire une vitesse moyenne de progradation par l'intermédiaire de la relation suivante :

$$V_{pro1 \rightarrow 2} = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{\sqrt{Surf_2} - \sqrt{Surf_1}}{t_2 - t_1}$$

Avec $Surf_2$ la surface du cône au temps t_2 , et $Surf_1$ la surface du cône au temps t_1 .

L'évolution dans le temps de la vitesse de progradation montre dans un premier temps un pic brutal, puis ensuite une décroissance en loi puissance du type :

$$V_{pro}(t) = C_{pro} t^{-\frac{1}{2}}$$

Avec C_{pro} le coefficient de vitesse de progradation.

L'ensemble des expériences présente la même évolution de la surface du cône et donc de la vitesse de progradation moyenne. Il est alors possible de caractériser l'influence du taux de surrection relative sur la vitesse de progradation. Le coefficient de vitesse de progradation C_{pro} dépend du taux de surrection relative de manière linéaire (*Figure IV-35*) :

$$C_{pro} = 34U_r + 286$$

Ce coefficient est aussi largement dépendant du ratio Q_s/Q_w (*Figure IV-35*) traduisant l'importance du taux de pluviométrie sur la vitesse de progradation du cône.

Le paramètre le plus direct pour décrire la dynamique du cône en relation avec la dynamique du relief est la pente moyenne du cône. L'évolution de la pente du cône est marquée par une phase de forte croissance selon une loi exponentielle, puis par une phase d'équilibre relatif. Cet équilibre est relatif car la pente continue de croître très légèrement, en réponse à l'augmentation de l'altitude de l'exutoire. La pente du cône est reliée au flux sédimentaire et au flux d'eau par une loi puissance. Aussi, la pente du cône permet de décrire la dynamique du flux et d'identifier (1) la phase de croissance liée à la croissance du réseau et (2) la phase d'équilibre des flux (*Figure IV-32*).

A l'équilibre, le taux de surrection relative, le flux sédimentaire, l'aggradation à l'apex du cône, la pente du cône et la vitesse de progradation du cône sont tous constants. Cette situation ne peut se poursuivre dans le temps puisque le volume de sédiments répartis à la surface du cône ne va plus être suffisant pour permettre une aggradation constante de l'apex du cône. Le taux de surrection relative et donc le flux sédimentaire vont progressivement s'ajuster pour maintenir l'équilibre, mais au-delà d'une surface et d'une pente critique, la quantité de sédiment nécessaire pour recouvrir tout le cône va être supérieure à la quantité que peut fournir la zone en érosion (au maximum la surrection imposée U que multiplie l'aire A). Le système dans son ensemble va entrer dans une nouvelle phase caractérisée par une progradation du cône. Les expériences réalisées au cours de ce travail n'ont pas permis d'atteindre cette phase ultime d'évolution.

Les paramètres comme l'aggradation ou la vitesse de progradation permettent aussi de décrire ce comportement, mais de manière moins directe. L'étude de l'aggradation en certains points ponctuels du cône revient à étudier la pente moyenne du cône : une aggradation différente en différents points de l'espace correspond à une pente non stabilisée (période de croissance du réseau) et une aggradation homogène en différents points de l'espace correspond à une pente stabilisée (période d'équilibre).

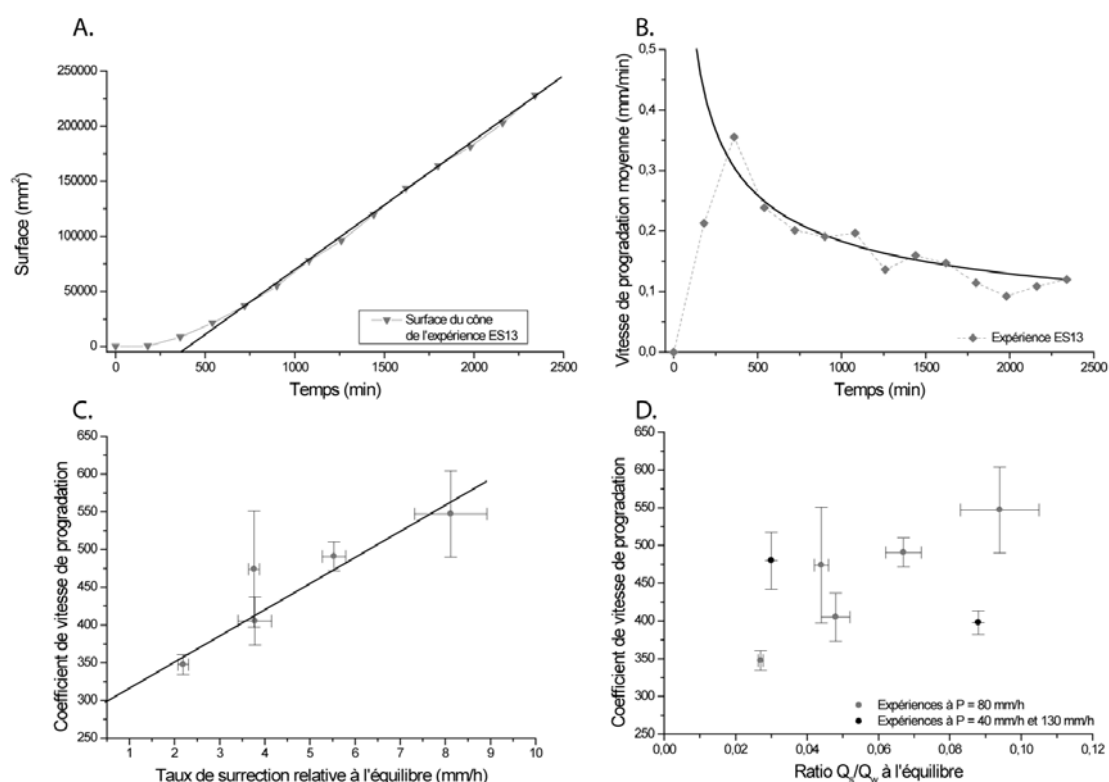


Figure IV-35 : (A) Evolution de la surface au sol du cône au cours du temps pour l'expérience ES13 et relation linéaire associée. (B) Evolution de la vitesse de progradation moyenne pour l'expérience ES13 et loi puissance associée. (C) Relation entre le coefficient de vitesse de progradation et le taux de surrection. (D) Relation entre le coefficient de vitesse de progradation et le ratio Q_s/Q_w illustrant l'influence de la pluviométrie.

Il est donc possible d'identifier la dynamique du flux grâce à la zone en sédimentation. Cependant, le temps caractéristique global de la zone en érosion τ_g est-il le même que celui du système sédimentaire τ_s calculé grâce à la pente ? Est-il proche du temps de mise à l'équilibre du flux sédimentaire τ_{Qeq} ? Ou du temps caractéristique τ_{QU} ?

Le temps caractéristique du système sédimentaire τ_s est déterminé à partir de la loi exponentielle qui représente au mieux l'évolution de la pente moyenne du cône au cours du temps. Il s'agit donc de la même méthode que pour le calcul du temps caractéristique global τ_g calculé à partir de l'évolution de l'altitude moyenne. Le temps caractéristique τ_{QU} qui est calculé à partir du ratio Q_s/U_r , est plus représentatif que le temps caractéristique global τ_g puisqu'il prend en compte l'évolution du taux de surrection relative au cours du temps. Il est donc plus intéressant de comparer ce temps τ_{QU} au temps τ_s . La différence entre les temps ($\tau_{QU} - \tau_s$) est relativement constante (~ 4 h) quelque soit le taux de surrection relative (Figure IV-36). Cette différence de temps ($\tau_{QU} - \tau_s$) étant non nulle et positive, suggère que la zone en érosion atteint un équilibre avant la zone en sédimentation. Plus le taux de pluviométrie est forte, plus la différence ($\tau_{QU} - \tau_s$) est faible et donc plus les temps de mise à l'équilibre de la zone en érosion et de la zone en sédimentation sont proches (et inversement, Figure IV-36).

Les temps τ_{Qeq} et τ_{co} ne sont pas comparés au temps caractéristique du système sédimentaire τ_s car ces temps sont estimés à partir de lecture graphique et non calculés par calage de loi sur les points de mesure. Aussi, les différences entre ces temps avec le temps de mise à l'équilibre du système sédimentaire ne sont pas forcément significatives.

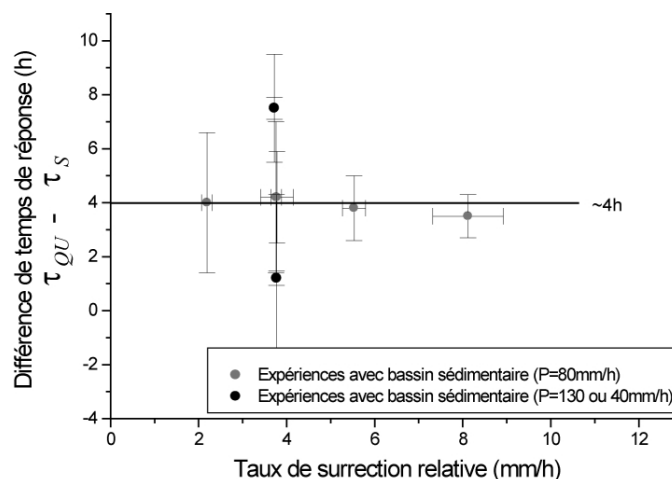


Figure IV-36 : Différence des temps de réponses et des temps caractéristiques entre la zone en érosion et la zone en sédimentation en fonction du taux de surrection relative. τ_s : temps caractéristique du système sédimentaire, τ_{QU} : temps caractéristique de la zone en érosion à partir du ratio Q_s/U_r .

Le temps caractéristique de la zone en sédimentation τ_s semble pouvoir renseigner sur le temps caractéristique de la zone en érosion et de la dynamique du flux τ_{QU} . Il peut donc être envisager de caractériser l'étape dans laquelle se trouve la dynamique du relief (croissance ou équilibre) à partir des observations dans la zone en sédimentation. Ces observations sont intéressantes cependant elles sont difficilement extrapolables aux systèmes naturels puisque la notion de temps est une des notions les plus difficiles à quantifier dans les systèmes naturels. Afin de palier à ce problème, les deux indices les plus facilement quantifiables dans la nature, que sont la pente du cône et la surface du cône, sont représentés sur un graphique afin d'identifier s'il est possible de caractériser l'état dynamique du relief (Figure IV-37).

Toutes les expériences montrent la même évolution avec une forte croissance de la pente pour une faible augmentation de la surface, puis une évolution sensiblement linéaire entre la croissance de la pente et la croissance de la surface (Figure IV-37a). La transition entre ces deux grandes phases s'initie à partir du temps caractéristique de la zone en sédimentation τ_s , suivi du temps caractéristique de la zone en érosion τ_{QU} , du temps de connectivité totale τ_{co} et se termine par la mise à l'équilibre des flux sédimentaires τ_{Qeq} . Cette période de transition correspond à une période de mise à l'équilibre du système dans son ensemble à la suite de la croissance du relief. Quelque soit le jeu de paramètres, les temps caractéristiques des expériences semblent tous intervenir à un stade critique d'évolution de la surface du cône. L'équilibre dynamique est ensuite caractérisé par une relation linéaire très peu pentée entre la pente et la surface du cône. Cette relation semble avoir la même pente quelque soit le taux de surrection relative et le taux de pluviométrie (Figure IV-37a).

Dans toutes les analyses précédentes, l'évolution de tous les paramètres (altitude moyenne, pente du cône, temps caractéristique...) présentait une relation avec le taux de surrection relative. Dans cette relation entre pente et surface du cône, il n'y a pas d'organisation claire qui ressorte. Dans la zone

d'évolution linéaire entre pente et surface, pour un même taux de pluviométrie, l'expérience ES07 ($U_r=3,8\text{mm/h}$) se situe sous l'expérience ES13 ($U_r=2,2\text{mm/h}$) qui se situe sous l'expérience ES08 ($U_r=5,5\text{mm/h}$). Une organisation semble cependant ressortir avec pour un même taux de surrection relative, l'expérience ES11 ($P=130\text{mm/h}$) qui se situe sous l'expérience ES07 ($P=80\text{mm/h}$) qui se situe sous l'expérience ES10 ($P=40\text{mm/h}$). Cette organisation semble logique, puisque pour un même taux de surrection relative (et donc un même flux sédimentaire), plus le flux d'eau est élevé, plus la pente du cône est faible et la surface du cône est forte (Figure IV-37). L'amplitude entre la relation linéaire inférieure et celle supérieure semble donc être reliée au premier ordre au taux de pluviométrie. Le taux de surrection peut aussi jouer un rôle, cependant, aucune relation n'a pu être établit jusqu'ici.

En représentation log/log, la pente et la surface du cône sont reliées par une relation linéaire positive (Figure IV-37b). Les expériences réalisées au cours de ce travail présentent une évolution de la pente du cône en fonction de la surface selon une loi puissance positive. Dans les systèmes naturels, une telle relation est décrite, cependant avec cette relation a un exposant négatif (e.g. Saito & Oguchi, 2005). En effet, dans les systèmes naturels, plus la surface du cône augmente, plus la pente du cône est faible. Au cours du temps, la pente du cône des expériences est croissante, principalement à cause de la croissance du flux sédimentaire par rapport au flux d'eau qui reste constant. Dans les systèmes naturels, le modèle de Blair & McPherson (1994a) proposent une évolution temporelle depuis des cônes d'avalanches, puis des cônes dominés par des écoulements de débris et enfin des cônes dominés par des écoulements en nappe, ce qui implique une diminution de la pente au cours du temps. Les expériences semblent donc être un miroir des systèmes naturels : les évolutions des paramètres sont inverses, cependant elles respectent le même type de loi. Aussi, les observations sur la relation pente/surface du cône semble être un axe de recherche intéressant pour caractériser l'état dynamique du relief dans les systèmes naturels.

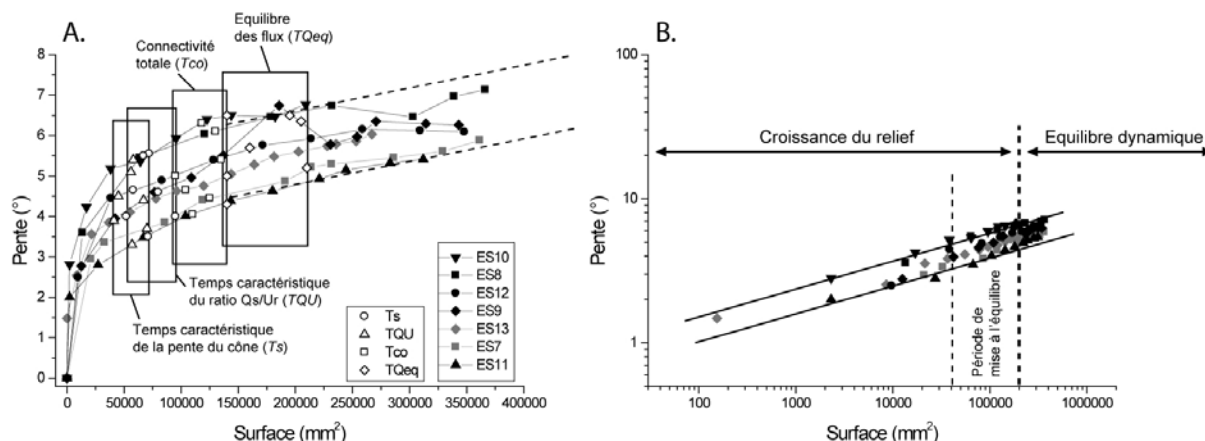


Figure IV-37 : Relation entre la pente du cône et la surface du cône pour l'ensemble des expériences réalisées au cours de ce travail. A : Graphique illustrant les deux phases de l'évolution de la pente en fonction de la surface. Dans un premier temps, la forte croissance de la pente, pour une faible variation de surface du cône, puis dans un second temps la croissance de la pente et de la surface du cône selon une relation linéaire positive. La transition entre ces deux phases pour nos expériences se fait pour des surfaces comprises entre 50000 et 200000 mm² et des pentes de 4 à 6,5°. B : évolution du logarithme de la pente du cône en fonction du logarithme de la surface illustrant une relation puissance positive.

IV. 3. 2. 3) Morphologie élémentaire et organisation géométrique globale

Le cône présente une forme concave et se développe radialement depuis l'exutoire tout au long de chaque expérience. Quels que soient les jeux de paramètres (subsidence, pluviométrie) utilisés au cours des expériences, la surface des cônes présente des géométries et des morphologies communes, qui peuvent être regroupées en quatre grandes zones de dépôt (*Figure IV-38*).

- Une zone proximale (« Non chenalisée » : Nc ; *Figure IV-38*) concave qui se développe radialement depuis l'exutoire. Cette zone présente des alignements courbes divergents depuis l'exutoire. La surface de cette zone présente des sillons de faible amplitude et de faible profondeur (inframillimétriques) à l'image de ceux qui se développent dans la zone suivante. Cette zone présente une granulométrie légèrement plus grossière que la granulométrie du matériau initial.

- Des zones en légère dépression (« Chenal » : C ; *Figure IV-38*), à fond plat présentant des sillons de faible amplitude et de faible profondeur (inframillimétriques). Ces zones se développent depuis l'exutoire jusqu'aux parties les plus distales du cône, avec des largeurs de 3 à 7 cm et des profondeurs de 1 à 2 mm. Parfois, elles passent latéralement dans les parties distales du cône à la zone en dépôt « Co » en devenant de moins en moins large. Ces zones s'organisent de manière radiale depuis l'exutoire et alternent latéralement avec les zones « T ». La limite entre ces deux zones « T » et « C » est courbe. Cette zone présente une granulométrie plus grossière que la granulométrie du matériau initial.

- Des zones en relief (« Terrasse » : T ; *Figure IV-38*) relativement plates qui se développent entre chaque zone en dépression « C ». Ces zones ont une forme triangulaire à conique et s'organisent de manière radiale depuis l'exutoire. Le sommet de ces zones se biseaute très finement en direction de l'exutoire et présente souvent une forme concave. La surface de cette zone présente des sillons de faible amplitude et de faible profondeur, plus larges et plus profonds que ceux des zones « Nc » et « C » (millimétriques). Ces sillons s'initient généralement depuis la limite externe du cône et se développent en direction de l'apex du cône. Cette zone « T » présente une granulométrie plus grossière que la granulométrie du matériau initial et que celle des zones en dépression « C ».

- Des zones en léger relief (« Cone » : Co ; *Figure IV-38*), présentant des formes coniques mamelonnées qui se chevauchent. Des sillons millimétriques se développent à l'intersection de ces formes bombées et même parfois à travers. Ces sillons sont arborescents en direction amont du cône et deviennent alors de moins en moins profonds. Cette zone présente la granulométrie la plus grossière à la surface du cône.

En plus de ces grandes zones en dépôt, il existe aussi des zones de non dépôt (Nd) pouvant être mises en évidence par l'absence de sédimentation entre deux phases successives de numérisation (*Figure IV-40*), et des zones d'incisions (I) qui se développent depuis l'exutoire seulement à la suite de changements drastiques d'un paramètre de contrôle du système (cf. expérience ES12, *Figure IV-40*, et Annexe). La transition entre les zones d'incision (I) et les zones de dépôt correspond au point d'intersection (*Figure IV-39*). Les zones de non dépôt (Nd) correspondent soit à une zone où il n'y a pas eu de sédimentation, soit à une zone de transit (*Figure IV-39*).

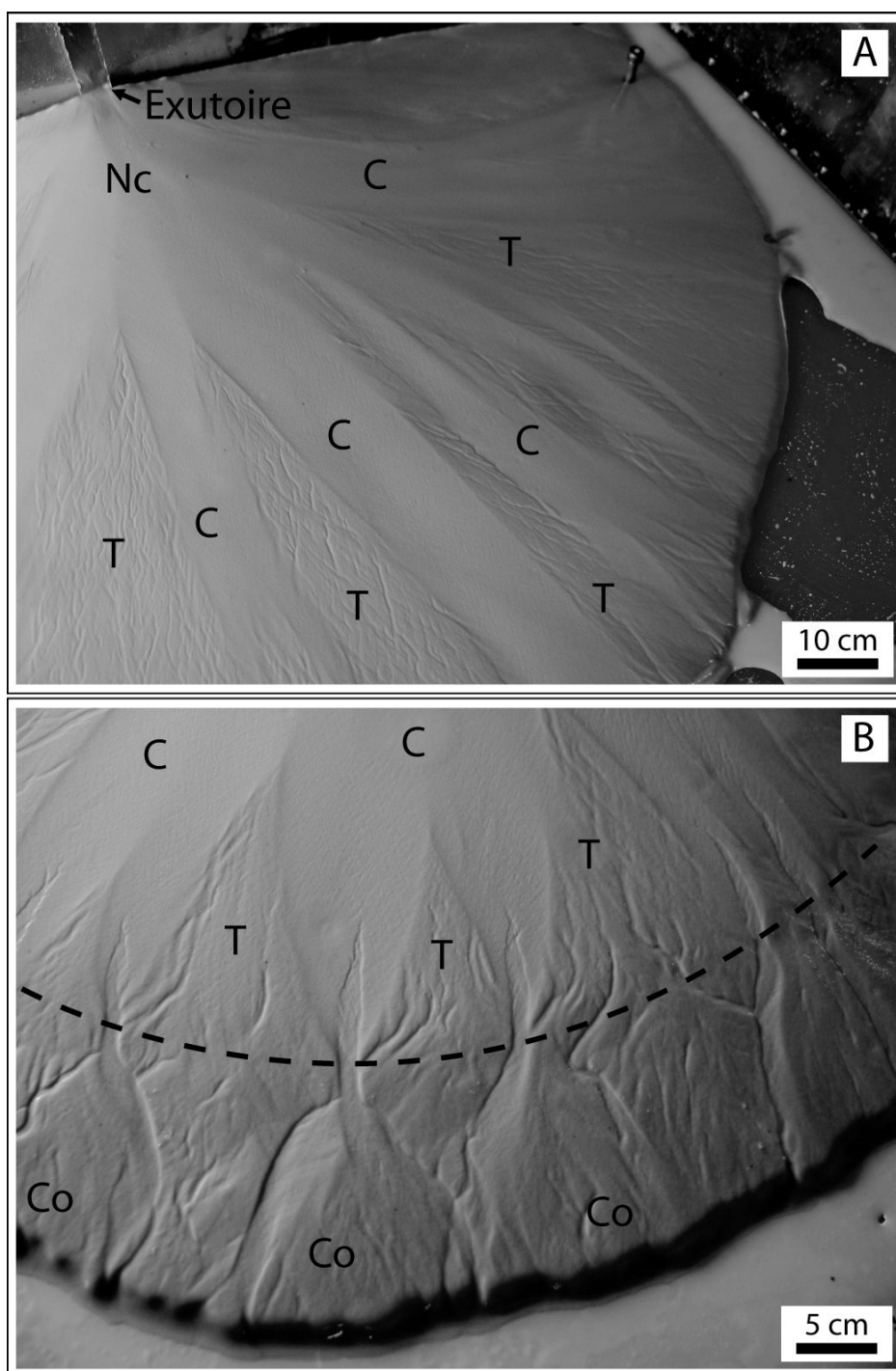


Figure IV-38 : Principales géométries élémentaires en dépôt se développant à la surface des cônes. La ligne en pointillé correspond à la limite entre les systèmes T et C avec les systèmes Co. Noter les sillons millimétriques sur les zones T et Co, et ceux inframillimétriques sur les zones C.

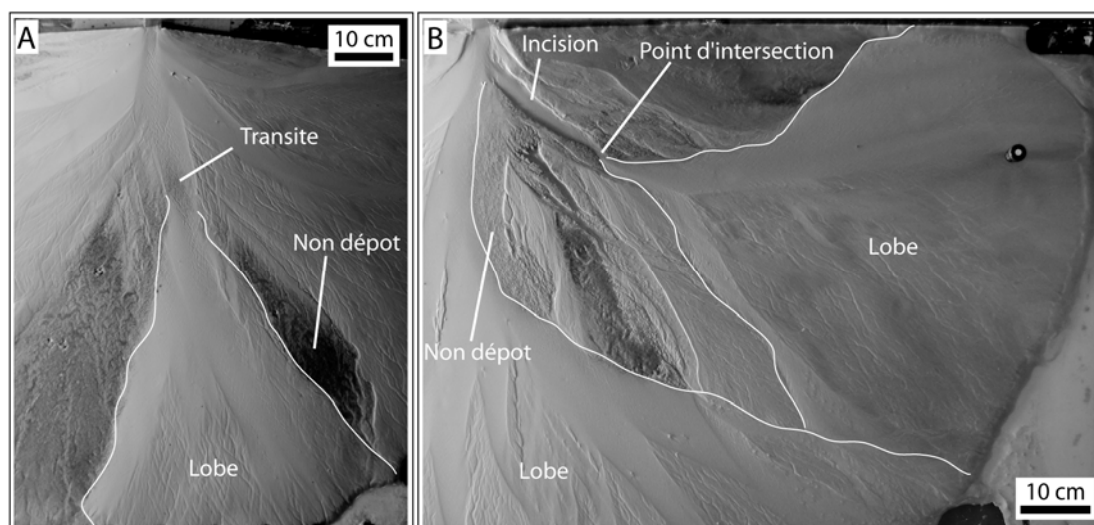


Figure IV-39 : Détails des géométries élémentaires se développant à la surface du cône (expérience ES12). A : zone de transit à proximité de l'apex du cône équivalente au dépôt d'un lobe en partie distale du cône. B : incision au niveau de l'apex du cône et point d'intersection marquant le passage de la zone en érosion à la zone en dépôt (lobe).

Ces morphologies élémentaires se répartissent à la surface du cône et évoluent dans le temps, permettant de définir différentes organisations géométriques globales du cône (Figure IV-40). Cinq principales organisations ont été observées, de la plus commune à la moins commune : un cône avec les géométries T et C, un cône avec les géométries Nc, T, C et Co, un cône avec les géométries I, Nc, Nd, T, un cône avec les géométries I, Nd, T, C et Co et un cône avec les géométries Nc, Nd, T, C (Figure IV-40).

La surface du cône peut être soit totalement recouverte par une couche sédimentaire d'une phase de numérisation à l'autre, soit présenter des zones de non-dépôt et d'incision. Lorsque l'ensemble de la surface montre des indices de sédimentation, la morphologie du cône n'est pas univoque et peut présenter soit avec les géométries T et C, soit les géométries Nc, T, C et Co (Figure IV-40a, c). Lorsque la surface du cône montre des zones de non-dépôt, trois morphologies peuvent exister avec (1) soit une incision de l'apex du cône et un dépôt en partie distale (Figure IV-40b), (2) soit un transit au niveau de l'apex et un dépôt localisé (Figure IV-40d), (3) soit un dépôt uniquement à proximité de l'apex (Figure IV-40e).

Ces différentes organisations ne sont pas indépendantes et correspondent le plus souvent à une évolution temporelle de l'organisation du cône (Figure IV-41). Après avoir identifié de manière qualitative toutes ces morphologies élémentaires, il est nécessaire de quantifier la dynamique du flux et l'évolution de la pente et de la surface du cône pour caractériser les facteurs de contrôle de ces différentes organisations.

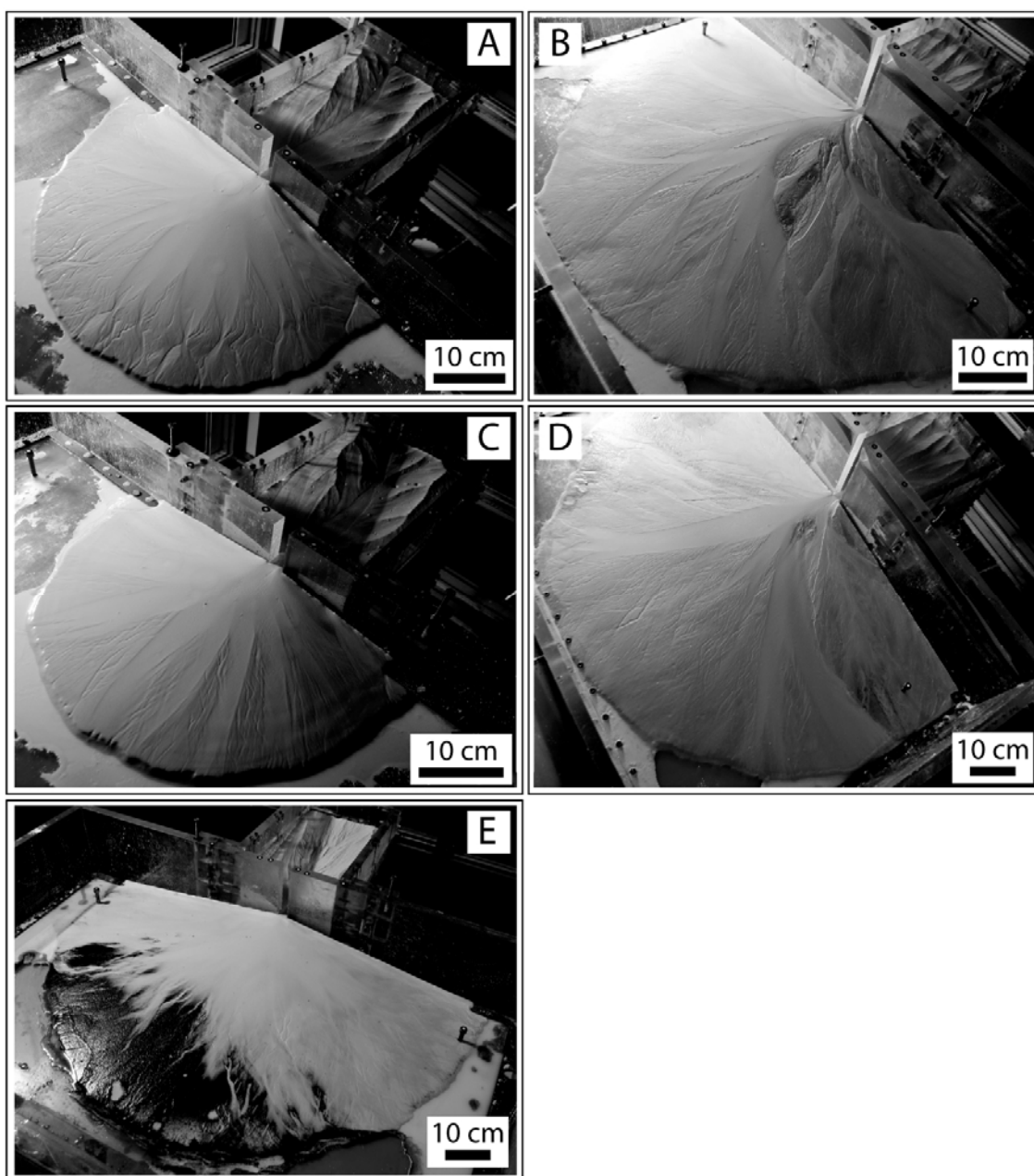


Figure IV-40 : Les cinq principales organisations morphologiques générales des cônes tirées des expériences ES13 (A et C), ES12 (B et D) et ES09 (E). A : la surface du cône présente des géométries en dépôt Nc, T, C et Co. B : la surface du cône présente les géométries I, Nc, Nd, T et C, avec un point d'intersection. C : la surface du cône présente les géométries T et C. D : la surface du cône présente les géométries I, Nd, T, C et Co. E : la surface du cône présente les géométries Nc, Nd, T et C. La surface noire correspond à une zone Nd. La sédimentation s'opère principalement à proximité de l'apex du cône.

IV. 3. 2. 4) Evolution temporelle

Les morphologies élémentaires à la surface des cônes évoluent au cours du temps, tant d'un point de vue de leur répartition spatiale, que de leur présence ou absence. L'expérience ES13 a été choisie pour illustrer l'évolution temporelle de l'organisation morphologie générale des cônes (*Figure IV-41*). Les morphologies élémentaires précédemment décrites ne sont pas directement reportées sur cette figure pour plus de lisibilité et sont regroupées en un domaine de granulométries fines (Nc et C) et un domaine de granulométries grossières (T et Co). Tout au long des expériences, le front du cône présente généralement une zone de moins de 1 cm de large dont les pentes sont très élevées et peuvent atteindre 12 à 15°.

Dans un premier temps, le cône ne présente qu'une large zone « non chenalisée » ($t=180$ min). De petites incisions millimétriques se développent ensuite depuis le front du cône et remontent en direction de l'exutoire avec de très faible sinuosité ($t=360$ à 540 min).

Dans un second temps, le cône s'organise avec trois grandes zones en dépôt ; « Nc, T et C ». Cette organisation morphologique générale du cône perdure dans le temps, la largeur des zone C ne variant que très peu alors que la surface des zones « T » croît au cours du temps ($t=720$ à 1440 min). La distance depuis l'exutoire à partir de laquelle se développent les zones « T » reste aussi relativement stable au cours du temps.

Dans un troisième temps, les flancs des zones « C » convergent dans les parties distales du cône et ces zones « C » laissent place aux zones « Co ». A partir de ce moment, la distance à l'exutoire de cette limite de transition entre le domaine où alternent zones « T et C » et le domaine de la zone « Co » reste relativement stable au cours du temps ($t=1620$ à 2880 min). Seule la surface de la zone « Co » croît au cours du temps.

Dans un quatrième temps, un changement du taux de surrection (après $t=2880$ min) induit une perturbation dans le système qui se traduit par une réorganisation complète des morphologies à la surface du cône. Les morphologies préexistantes sont abandonnées et la surface du cône est recouverte par un niveau à granulométrie assez homogène ($t=3060$ min).

Enfin, dans un dernier temps, le cône se réorganise pour atteindre une configuration d'équilibre avec les quatre grandes zones en dépôts « Nc, C, T et Co » ($t=3240$ à 3720 min). La limite de transition à partir de laquelle se développe la zone « Co » n'est plus à la même distance de l'exutoire que précédemment.

L'ensemble des expériences avec bassin sédimentaire montre des évolutions du cône similaires. Seules la chronologie (vitesse et durée) et les dimensions des morphologies changent d'une expérience à l'autre. Les cônes des expériences ES10, ES11 et ES13 (*Figure IV-31c, f, g*) ne présentent pas de zones « Co », alors que les cônes des autres expériences présentent ces zones « Co » à $t=1440$ min (*Figure IV-31a, b, d, e*). Aussi, il apparaît essentiel de s'intéresser à la physique et la nature des écoulements circulant à la surface du cône, mais aussi à la dynamique du cône pour identifier les facteurs de contrôle de ces morphologies.

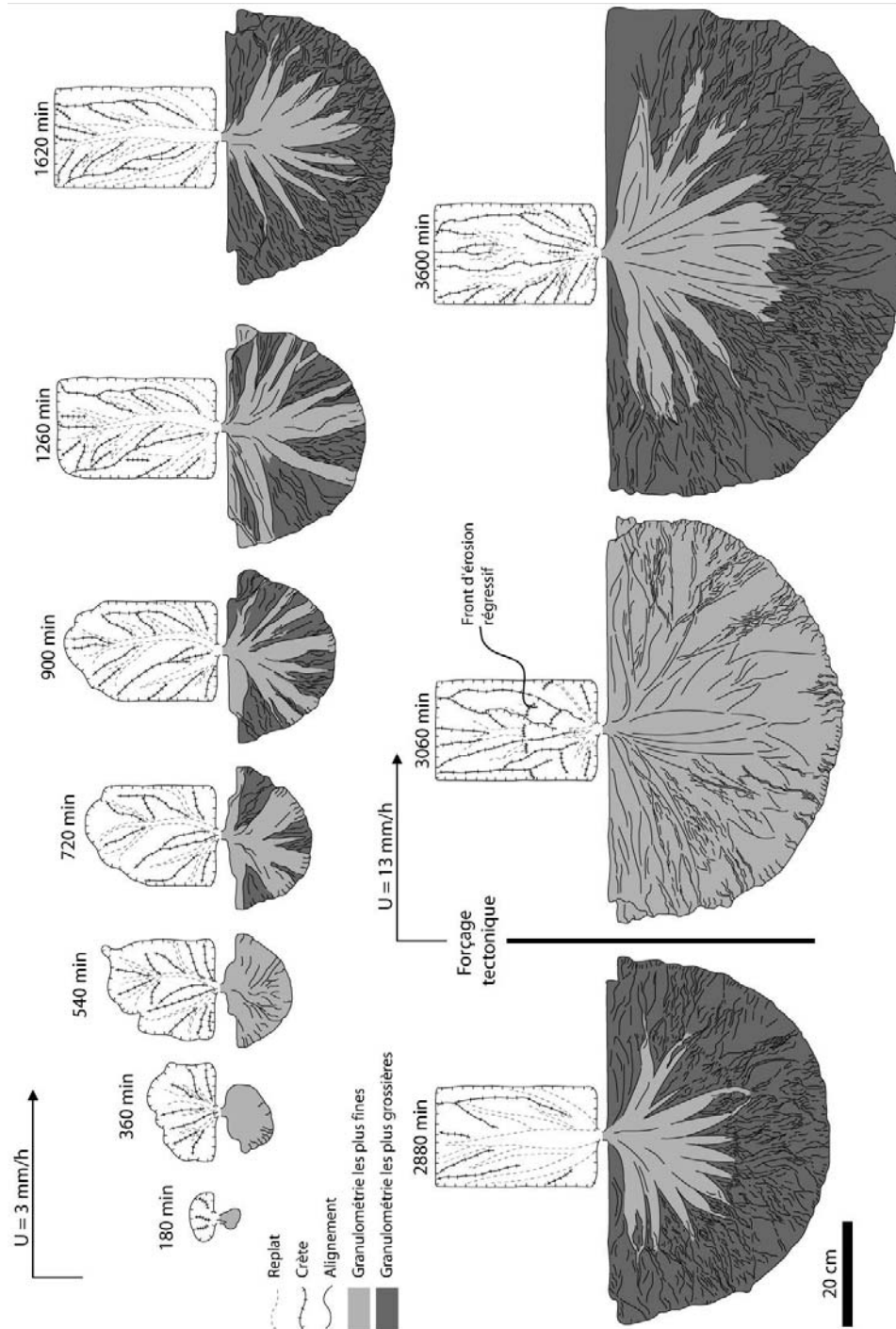


Figure IV-41 : Evolution temporelle de l'expérience ES13. Le taux de pluviométrie est constant ($P=80$ mm/h). La surrection ($U=3$ mm/h) est constante jusqu'à $t=2880$ min, puis croît à $U=13$ mm/h. Les morphologies élémentaires (N_c et C) sont regroupées en un domaine de granulométries fines et celles (T et Co) dans un domaine de granulométries grossières pour plus de lisibilité.

IV. 3. 2. 5) Distribution granulométrique, morphologie et architecture sédimentaire

Des analyses granulométriques ont été effectuées sur des échantillons prélevés sur le dernier cône de l'expérience ES13. Ces analyses ont été effectuées avec le granulomètre laser du laboratoire de l'INRA de Rennes. Les échantillons ont été prélevés de manière radiale depuis l'exutoire tous les 10 cm (*Figure IV-42*). Un échantillon a été prélevé dans la zone en érosion afin de bien contraindre la distribution granulométrique initiale. Un échantillon a aussi été prélevé dans les fractions qui ne se déposent pas à la surface du cône et qui s'accumule sur les bordures externes de la boîte en sédimentation. Enfin, deux échantillons ont été prélevés à la surface des zones « T » et « C » afin de les comparer avec l'échantillon le plus proximal (équivalent à une zone « Nc ») et l'échantillon de la périphérie du cône (équivalent à une zone « Co »).

Les analyses granulométriques montrent clairement un granoclassement croissant depuis l'exutoire jusqu'aux parties distales du cône (*Figure IV-42*). L'échantillon le plus distal est le seul à présenter une distribution granulométrique plus fine que le matériau initial (*Figure IV-42*). Le D50 de cette distribution est de 3,6 μm .

Les zones « Co » et « T » sont les plus grossières à l'échelle du cône et présentent une distribution granulométrique similaire (*Figure IV-42*). La zone « Nc » présente la distribution granulométrique la plus fine. La zone « C » présente une distribution granulométrique intermédiaire entre les zones « Nc » et les zones « T » et « Co » (*Figure IV-42*).

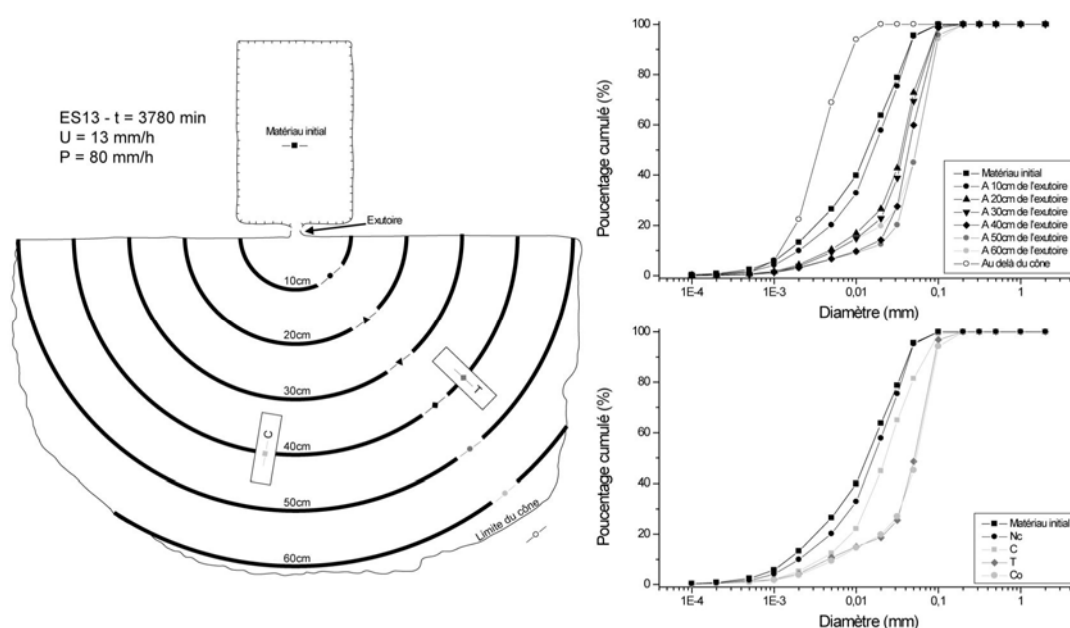


Figure IV-42 : Distribution granulométrique à la surface du cône tous les 10 cm depuis l'exutoire et sur les principales morphologiques du cône (T, C, Co, Nc).

Les structures sédimentaires à l'échelle du banc montrent un granoclassement croissant (*Figure IV-43*). Ce granoclassement présente soit une évolution continue, soit une rupture granulométrique à l'intérieur du banc (*Figure IV-43B*). Localement, les bancs présentent des grains flottants (*Figure IV-43A*). En partie proximale, les bancs peuvent présenter une surface sommitale érosive et sont

généralement bien individualisés (*Figure IV-43C*). En partie distale, les bancs sont massifs et plus difficilement individualisés en raison de différences granulométriques moins marquées (*Figure IV-43D*).

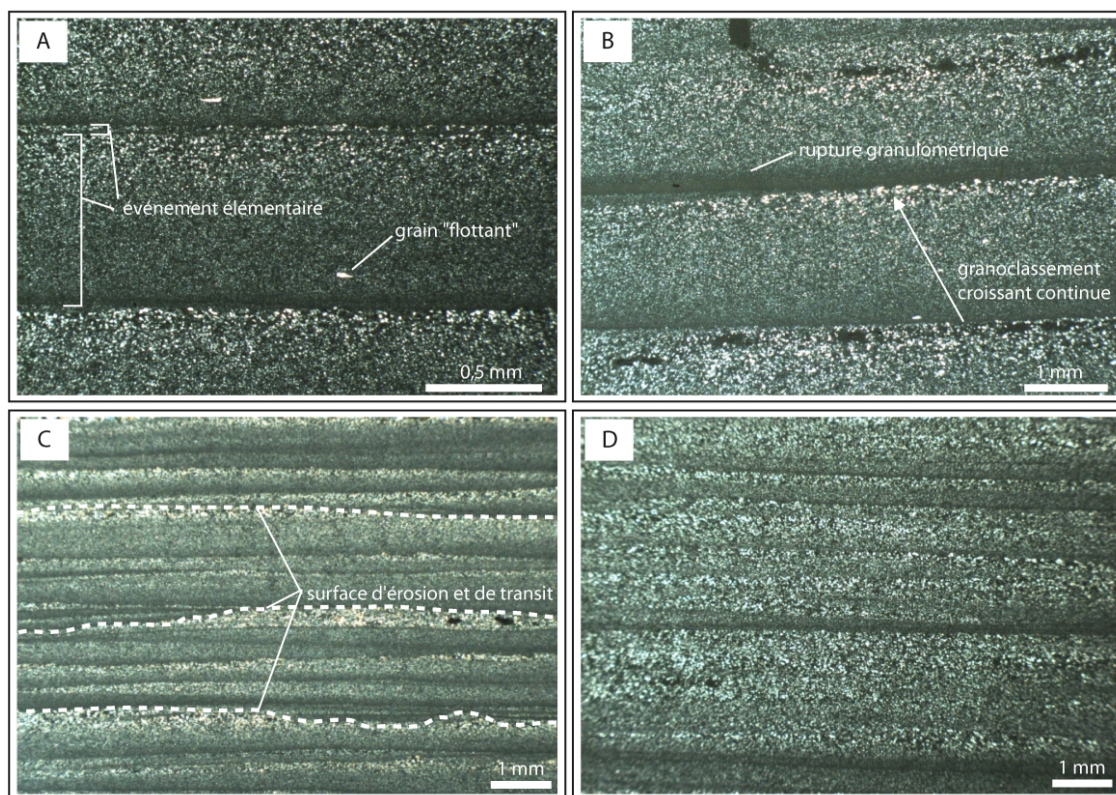


Figure IV-43 : Coupes à travers le cône, réalisées à l'aide de lames minces. (A) Détail d'un événement élémentaire et grains flottants (25 cm de l'exutoire). (B) Détail d'une succession d'événements élémentaires avec des granoclassements continus et des ruptures granulométriques (5 cm de l'exutoire). (C) Nombreux événements bien identifiables et surface d'érosion et de transit (5 cm de l'exutoire). (D) Nombreux événements amalgamés difficilement identifiables (25 cm de l'exutoire).

L'ensemble de ces observations indique l'existence d'un processus capable de générer un granoclassement croissant en direction de l'aval à la surface du cône, un transit des fractions les plus fines ($D_{50} = 3,6 \mu\text{m}$), et un granoclassement croissant à l'échelle de l'événement élémentaire. Le processus de dépôt qui est le compatible avec ces caractéristiques est l'écoulement de débris. Les événements élémentaires qui sont amalgamés dans le cône peuvent correspondre à des équivalents des faciès D1, D2 et T1 du modèle de Wells & Harvey (1987). En plus de cette convergence de forme entre les expériences et les faciès des systèmes naturels, les morphologies à la surface des cônes présentent aussi des similitudes avec le modèle de Wells & Harvey (1987). Les limites franches curvilignes entre zone « T » et zone « C » peuvent correspondre aux limites entre l'écoulement de débris et sa levée. Les zones « Co » qui se développent en partie distale peuvent aussi correspondre au faciès S1 et S2 du modèle de Wells & Harvey (1987). En effet, ces faciès sont les plus grossiers du modèle et s'accumulent sous forme de lobe en limite externe du cône, tout comme sur les cônes des expériences.

Les cônes construits au cours de ces expériences pourraient donc être des équivalents de cônes dominés par les écoulements de débris. Ce processus de dépôt est le processus primaire qui permet la construction du cône, cependant est-il le seul ? En effet, les modèles de cône alluviaux dominés par les écoulements de débris présentent tout de même une décroissance globale de la taille des grains en direction du bassin (e.g. Blair & McPherson, 1994a). Aussi, l'organisation générale des cônes des expériences réalisées au cours de ce travail va en l'encontre de la distribution spatiale des sédiments dans la nature (granoclassement décroissant vers l'aval) (e.g. Shaw & Kellerhals, 1982), qui a été soutenue par des approches analogiques et numériques (e.g. Paola et al., 1992b). Quelques exemples basés sur des approches expérimentales ont déjà mis en évidence ce phénomène de granoclassement croissant vers l'aval (e.g. Straub, 1935 ; Kodama et al., 1992 ; Solari & Parker, 2000). Solari & Parker (2000) font le point sur les phénomènes physiques capables d'entraîner un granoclassement croissant vers l'aval :

- Le premier phénomène est l'effet de la viscosité. Selon cette hypothèse, l'écoulement présenterait une couche basale visqueuse. Les grains les plus fins sont alors protégés par cette couche de la partie turbulente de l'écoulement, alors que les grains les plus grossiers sont protubérants à travers cette couche basale et peuvent être ainsi entraînés par la turbulence de l'écoulement.

- Le deuxième phénomène est l'effet de blocage. Selon cette hypothèse, l'écoulement est très peu épais par rapport à la granulométrie du matériau utilisé. Les grains les plus grossiers peuvent alors interagir avec la surface de l'écoulement, augmentant ainsi l'effet d'entraînement.

- Le troisième phénomène est lié au caractère bimodal de la distribution granulométrique du matériau utilisé. Les grains les plus grossiers rouleraient et glisseraient alors sur une couche composée des fractions fines.

- Le dernier phénomène, que Solari & Parker (2000) proposent pour expliquer le granoclassement croissant lorsque ces trois premiers ne peuvent s'appliquer, correspond aux forces de gravité. Le centre de gravité des gros grains étant plus élevé que ceux des grains les plus petits à la surface de cône, les gros grains seraient plus instables au-delà d'une pente critique. A partir de cette pente critique (0,02 dans leurs expériences) les plus gros grains seraient alors plus facilement mobilisables.

L'hypothèse de l'influence du caractère bimodal de la distribution granulométrique sur le granoclassement peut tout de suite être rejetée car le matériau utilisé au cours de ce travail est bien classé (*Figure IV-42*). Il est donc nécessaire de dimensionner et de caractériser la nature des écoulements circulants à la surface du cône afin d'identifier quel phénomène peut expliquer les observations faites sur les expériences concernant le développement de géométries à la surface du cône et surtout concernant la ségrégation granulométrique.

IV. 3. 2. 6) Nature des écoulements et implications géométriques

Données

La caractérisation physique de la nature des écoulements nécessite de quantifier et d'estimer des paramètres liés au dimensionnement ; taille de grain D , pente S , vitesse moyenne d'écoulement u , hauteur d'écoulement h . La taille des grains D du matériel initial est un paramètre bien contraint ($D_{50} = 20 \mu\text{m}$, $D_{90} = 35 \mu\text{m}$; *Figure IV-42*). La pente S du cône qui est déterminée à partir des MNT qui sont très précis (0,5 mm). La vitesse moyenne d'écoulement u a été mesurée à l'aide de colorant introduit à l'exutoire. La hauteur de l'écoulement h a été estimée à l'aide d'une règle au niveau de l'exutoire. Le dimensionnement final est alors réalisé à partir d'une étude effectuée sur la plus large gamme possible de ces paramètres afin de s'affranchir de tout problème de représentativité, et d'erreur de mesure, sur la validité des résultats exposés (*Tableau IV-5*).

	min.	max.	moy.
Diamètre d50 (mm)	0,015	0,025	0,02
Diamètre d90 (mm)	0,03	0,04	0,035
Diamètre d10 (mm)	0,01	0,02	0,015
Vitesse moyenne de l'écoulement u (mm/s)	5	50	28
Hauteur de l'écoulement h (mm)	0,5	1,5	1
Pente du cône S	0,05	0,15	0,1

Tableau IV-5 : Synthèse des paramètres physiques mesurés et estimés.

Nature des écoulements

La classification des écoulements est basée sur deux principaux nombres adimensionnels : le nombre de Froude Fr (ratio entre force gravitaire et force d'inertie) et le nombre de Reynolds Re (ratio entre force de friction et force d'inertie).

$$Fr = \frac{u}{\sqrt{gh}} \quad \text{et} \quad Re = \frac{uh}{\nu}$$

Avec u (vitesse moyenne de l'écoulement) en m/s, g (accélération de la gravité) en m/s², h (hauteur de l'écoulement, ou le rayon hydraulique) en m et ν (viscosité cinématique du fluide = 10⁻⁶) en m²/s.

L'écoulement est dit subcritique pour un nombre de Froude inférieur à 1 ($Fr < 1$), et supercritique pour un nombre de Froude supérieur à 1 ($Fr > 1$). L'écoulement est laminaire lorsque que le nombre de Reynolds est inférieur à 500 ($Re < 500$) et turbulent lorsque le nombre de Reynolds est supérieur à 2000 ($Re > 2000$). Pour des valeurs de nombre de Reynolds intermédiaires ($500 < Re < 2000$), l'écoulement présente un état transitoire. La valeur du nombre de Reynolds qui délimite le domaine laminaire du domaine transitoire est variable suivant les auteurs, de 300 à 800 (e.g. Savat, 1977).

Pour la gamme de valeur de ces paramètres dans les expériences réalisées au cours de ce travail, $Re < 500$ donc l'écoulement est de type laminaire et $Fr < 1$ donc l'écoulement est subcritique (« fluvial ») (Tableau IV-6).

	min.	max.	moy.
Nombre de Froude Fr =	0,04	0,71	0,4
Nombre de Reynolds Re =	2,50	75,00	38,8

Tableau IV-6 : Détermination de la nature des écoulements à la surface du cône à l'aide des nombres de Froude et de Reynolds.

Mode de transport

Les modes de transport des sédiments sont au nombre de trois : (1) un mode de transport des particules lessivées au sommet de l'écoulement (*washload*), (2) un mode de transport des particules en suspension (*suspendedload*) et (3) un mode de transport de la charge de fond (*bedload*). Graf (1971)

propose d'utiliser le ratio entre la vitesse de frottement u_* et la vitesse de chute des particules ω_s pour caractériser le mode de transport des écoulements.

La vitesse de frottement u_* est définie comme la racine carrée du ratio entre la force tractrice unitaire τ ($\tau = \rho g h S$) et la densité de fluide (mélange) :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$$

La formule de Rubey permet d'estimer la vitesse de chute d'une particule pour une large gamme de nombres de Reynolds, et est valide pour des diamètres de particules fines ($d_{50} < 1 \text{ mm}$) :

$$\omega_s = \frac{8\nu}{d_{50}} \left(\sqrt{1 + \frac{d_*^3}{72}} - 1 \right)$$

Avec d_* le diamètre équivalent granulaire, défini par

$$d_* = d_{50} \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g}{\nu^2} \right)^{1/3}$$

L'écoulement comporte un mode de transport de charge de fond (*bedload*) à partir de $u_*/\omega_s > 0,1$ et un mode de transport en suspension (*suspendedload*) à partir de $u_*/\omega_s > 0,4$ (Graf, 1971).

	min.	max.	moy.
Force tractrice unitaire τ (N/m²)	2,45E-04	2,21E-03	1,23E-03
Vitesse de frottement u_*	1,57E-02	4,70E-02	3,13E-02
Diamètre équivalent granulaire d_*	0,38	0,63	0,51
Vitesse de chute ω_s (m/s)	1,21E-04	9,36E-04	5,29E-04
u_*/ω_s	129	50	90

Tableau IV-7 : Détermination du mode de transport dans les écoulements circulants à la surface du cône.

Dans les expériences, le ratio vitesse de frottement sur vitesse de chute, $u_*/\omega_s > 0,4$, indique que l'écoulement comporte un mode de transport de charge de fond (*bed-load*) et un mode de transport en suspension. En prenant les valeurs extrêmes de vitesse de chute, de vitesse de l'écoulement et de hauteur de l'écoulement, une particule qui serait placée à la surface de l'écoulement au niveau de l'exutoire ne pourrait parcourir que 70 mm (uh/ω_s) au maximum avant d'atteindre le fond de l'écoulement. Aussi, la majeure partie des particules est déplacée à l'aide d'un mécanisme de transport par charge de fond.

Aucun mécanisme permettant la mise en suspension des particules n'a été mis en évidence (pas de turbulence), suggérant ainsi que le mécanisme de transport dominant est le transport par charge de fond sur l'ensemble de la surface du cône.

Autres paramètres hydrauliques

Le ratio entre la hauteur de l'écoulement h et la taille de grain D_{90} est un paramètre important puisqu'il permet d'identifier si les grains les plus grossiers sont en interaction avec la surface de l'écoulement dans le cas d'écoulements de très faible épaisseur. Ce ratio varie entre 12,5 et 50 pour les

expériences réalisées au cours de ce travail (*Tableau IV-8*). La hauteur de l'écoulement semble donc suffisamment élevée pour que les grains les plus grossiers ne puissent rentrer en interaction avec la surface de l'écoulement. Cependant, si la hauteur de l'écoulement diminue avec la distance à l'exutoire qui augmente, comme c'est le cas sur un cône alluvial, ce phénomène peut alors devenir important.

Le nombre de Reynolds équivalent Re_* est un paramètre qui permet de quantifier l'importance de la viscosité du fluide qui peut être particulièrement importante pour les écoulements de faible épaisseur (cf. Solari & Parker, 2000) :

$$Re_* = \frac{u_* d_{90}}{\nu}$$

La gamme dans laquelle est compris le nombre de Reynolds équivalent granulaire Re_* (<5,7 ; *Tableau IV-8*) indique que l'écoulement est considéré hydrauliquement lisse, voire en limite de transition vers la rugosité (Julien, 1994). Cela suggère que l'hypothèse de l'effet de la viscosité peut être envisagée pour expliquer le granoclassement croissant. Cependant, ce résultat est à nuancer puisque les valeurs obtenues sont vraiment en limite de domaine. Un nombre de Reynolds Re_* plus élevé aurait été plus concluant pour invoquer ce phénomène.

	min.	max.	moy.
h/D90	12,5	50	31
Nombre de Reynolds équivalent Re_*	0,47	5,64	2,19

Tableau IV-8 : Détermination de l'influence de la viscosité et de l'effet de blocage sur l'organisation granulométrique.

La nature de l'écoulement (pas de turbulence évidente) et la granulométrie (un ordre de grandeur en moins) utilisée au cours de ce travail de thèse sont très différentes des paramètres de Solari & Parker (2000). Aussi, la proposition de l'influence de la gravité sur le granoclassement inverse de Solari & Parker (2000) ne semble pas pouvoir s'appliquer ici.

Paramètre τ_* et diagramme de Shields

Hjulström (1935) a établi un diagramme qui combine vitesse critique d'érosion (ou d'entraînement de particule) et vitesse de chute des particules délimitant ainsi des plages de mise en mouvement, de transport ou de l'arrêt et la sédimentation des particules. Ces courbes ont été établies pour des sables et des graviers et ont été extrapolées pour les fractions fines en considérant l'influence de la cohésion, et pour les fractions les plus grossières, en considérant l'importance de la masse des éléments. Après de nombreuses améliorations de ces courbes (e.g. Shields, 1936 ; Yalin, 1977), ce sont les travaux de Shields qui ont permis de proposer un diagramme reliant le seuil de transport (adimensionnel) à la taille des particules (adimensionnelle) permettant de délimiter une plage de mise en mouvement et une plage de non-mouvement (*Figure IV-44*). En s'affranchissant des problèmes de dimensionnement, il permet une meilleure comparaison entre systèmes naturels et systèmes expérimentaux mais reste approximatif pour les matériaux cohésifs (Raudkivi, 1976 ; Graf, 1984).

La contrainte de cisaillement sur le fond τ_* - ou seuil de transport - (*Shields' dimensionless shear stress*) correspond au ratio entre les forces de traction $\tau = \rho g h S$ et les forces de gravité qui agissent sur une particule (e.g. Engelund & Hansen, 1967 ; Miller et al., 1977) :

$$\tau_* = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho) g d_{50}}$$

Pour nos expériences, la contrainte de cisaillement sur le fond τ_* est comprise entre 0,5 et 9,1. Le diagramme de Shields correspond à une représentation de la contrainte cisailante τ_* en fonction du diamètre équivalent d_* . Les expériences réalisées au cours de ce travail s'inscrivent dans une zone où la contrainte cisailante critique présente une pente négative (Figure IV-44). Aussi, pour une contrainte cisailante donnée, il est plus facile de déplacer un grain grossier qu'un grain fin.

Le dimensionnement des écoulements circulant à la surface du cône par rapport à la granulométrie utilisée permet de proposer une explication possible à la mobilité préférentielle des grains grossiers par rapport aux grains fins. Ce granoclassement croissant résulterait du caractère cohésif des fractions les plus fines par rapport aux plus grossières. Ce résultat est cohérent avec les observations de Whipple et al. (1998) qui ont souligné un problème d'échelle lié au faible nombre de Reynolds et à la forte cohésion des sédiments fins utilisés sur l'organisation granulométrique des dépôts. L'influence de l'effet de la viscosité n'est pas à exclure et peut aussi se surimposer à ce phénomène.

Les fractions les plus fines ($D50 = 3,6 \mu\text{m}$) ne sont pas déposées et transitent sur la surface du cône car leur vitesse de chute est largement inférieure à la vitesse de l'écoulement (*wash load*).

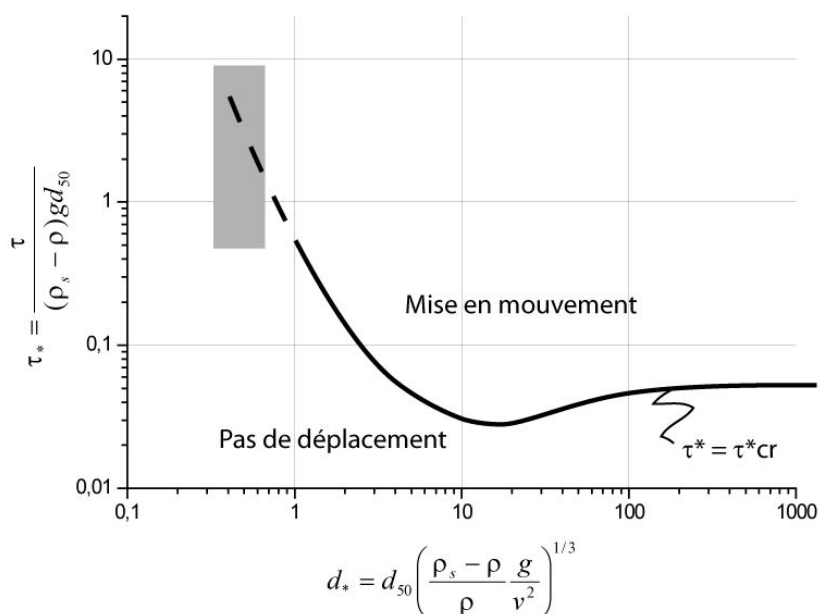


Figure IV-44 : Diagramme de Shields illustrant le seuil de mise en mouvement des particules. La plage grisée correspond à la gamme des valeurs des expériences.

Facteur hydraulique pour le développement des sillons (*rills*)

Au cours de chaque expérience, des sillons s'initient depuis le front du cône et se développent en direction de l'apex du cône (cf. Figure IV-41). Il existe aussi des sillons encore plus discrets dans la zone « C » qui présentent une organisation entrecroisée. Ces sillons s'apparentent à de petites figures en érosion qui se développent sur les sols agricoles, appelées dans la littérature des *Rills* (e.g. VanAsch, 1997). Plusieurs explications au développement de ces *rills* existent dans la littérature.

Savat (1976) propose que l'initiation de ces *rills* coïncide avec la formation d'ondulations dans l'écoulement (*standing waves*, ou *stationnary waves* de Summerfield, 1991). L'initiation de ces ondulations dans l'écoulement serait, quant à elle, liée à la transition d'un écoulement supercritique en

écoulement subcritique (Summerfield, 1991), ou au passage d'un régime laminaire vers un régime transitoire dans le cas d'écoulement en nappe (approche expérimentale de Rauws, 1987).

Savat & De Ploey (1982) proposent que l'initiation de ces *rills* s'effectue à partir d'une pente critique comprise entre 2 et 3°. La valeur et l'influence de cette pente critique sur le développement des *rills*, ont été confirmées par de nombreux auteurs (e.g. Morgan, 1986 ; Govers, 1987, Poesen, 1987). De plus, ces *rills* se développeraient à partir d'un nombre critique de Froude qui dépendrait de la nature du matériau (e.g. Savat & De Ploey, 1982 ; Bryan, 1987). Pour un mélange d'argile (20%) et de sable (80%), Bryan (1990) indique que le développement de *rills* s'effectue pour des nombres de Froude compris entre 0,21 et 1,06 (moyenne = 0,45).

Enfin, une dernière explication est celle que propose Govers (1985) qui suggère une vitesse de frottement critique u_{*cr} au-delà de laquelle se développent les *rills*. Ses conclusions reposent sur des travaux expérimentaux avec un matériau très fin ($D_{50} = 16$ à $17 \mu m$), des pentes de 0,5 à 4° et des débits de 0,9 à 4 cm²/s. Govers (1985) propose que les *rills* se développent lorsque la vitesse de frottement u_* dépasse le seuil de 3 à 3,5 cm/s. De nombreux autres auteurs ont proposé un seuil similaire basé sur des approches expérimentales et des études de cas naturels (e.g. Savat, 1976 ; Rauws, 1987 ; Bryan, 1990).

Dans les expériences réalisées au cours de ce travail, les pentes des cônes sont supérieures à 3° (à l'exception des toutes premières phases de formation du cône), le nombre de Froude moyen est de 0,38 et la vitesse de frottement u_* moyenne est de 3,1 cm/s. Les expériences réalisées sont donc au-delà de chacun des seuils qui sont proposés dans la littérature pour le développement des *rills*.

Les conditions hydrauliques sont donc suffisantes pour expliquer le développement de ces géométries, cependant, il n'est pas possible de proposer un facteur de contrôle dominant pour l'instant.

Hauteur de l'écoulement à la surface du cône

La répartition spatiale granulométrique générale à la surface du cône semble pouvoir s'expliquer par ce phénomène, cependant, le développement des zones « T et C » et le passage latéral en partie distale à des zones « Co » reste inexpliqué. La tension capillaire dans les approches expérimentales mettant en œuvre des écoulements de faible épaisseur a déjà été évoquée pour expliquer les processus de chenalisation (e.g. Peakall & Warburton, 1996 ; Whipple et al., 1998). Un dimensionnement visant à calculer la hauteur de l'écoulement selon un profil longitudinal, mais aussi un profil transverse est alors envisagé afin d'identifier s'il existe une hauteur critique de l'écoulement au-delà de laquelle la nappe d'eau circulant à la surface du cône est déstabilisée. Cette perte d'équilibre se traduirait par le détachement de gouttes formant des écoulements localisés. Cette approche de la hauteur de l'écoulement à la surface du cône doit aussi permettre de discuter de l'hypothèse de l'effet de blocage pour expliquer le granoclassement.

Le débit provenant de la zone en érosion correspond au produit de la surface de la boîte par la pluviométrie :

$$Q = lLP$$

Avec l la largeur de la boîte, L la longueur et P la pluviométrie.

Le débit à l'exutoire de la boîte peut s'exprimer de la manière suivante :

$$Q = eh_e u_e$$

Avec e la largeur de l'exutoire, h_e la hauteur de l'écoulement à l'exutoire et u_e la vitesse de l'écoulement à l'exutoire.

La vitesse de l'écoulement est donnée par la formule de Saint Venant à l'équilibre par :

$$u = \frac{gh^2 \sin \alpha}{2\nu}$$

Avec g l'accélération de la gravité, h la hauteur de l'écoulement, α la pente du cône positive vers le bas et ν la viscosité du fluide.

Ainsi, sur un arc de cercle de rayon r centré sur le centre de l'exutoire et de circonférence πr , la hauteur de l'écoulement peut être approchée par :

$$h_r = \left(\frac{2ILP\nu}{\pi r g \sin \alpha_r} \right)^{\frac{1}{3}}$$

A partir de cette approche de conservation de débit, il est donc possible de calculer la hauteur théorique de l'écoulement en tout point du cône. Ce travail a été effectué sur tous les MNT des cônes qui présentent des zones « Co » (Tableau IV-9). La distance par rapport à l'exutoire à laquelle se développent les zones « Co », a été reportée sur la courbe de la hauteur de l'écoulement, permettant ainsi de définir la hauteur critique H_c à partir de laquelle se développent ces géométries (Figure IV-45). La distance à l'exutoire de cette limite varie d'une expérience à une autre, cependant, la hauteur de l'écoulement au niveau de cette transition est constante sur l'ensemble des expériences réalisées (H_c moy. $\sim 0,14$ mm $\pm 0,02$ mm ; Tableau IV-9). Cette observation est validée par le calcul de la hauteur de l'écoulement sur les cônes ne présentant pas la limite de transition et les zones « Co ». En effet, dans le cas où la surface du cône ne présente pas ces zones « Co », le calcul de la hauteur de l'écoulement montre que la hauteur critique H_c n'est jamais atteinte (Figure IV-45).

Exp. N°	Temps (min)	Vitesse de surrection (mm/h)	Pluviométrie (mm/h)	Surrection relative (mm/h)	Pente moyenne du cône (°)	Hauteur critique de l'écoulement (mm)	Distance à l'exutoire de la zone de transition (mm)
ES13	1620	3	80 \pm 5	2,1	5,1	0,15	288 \pm 2
	1800	3	80 \pm 5	2,1	5,3	0,14	293 \pm 2
	1980	3	80 \pm 5	2,1	5,5	0,14	290 \pm 2
	2160	3	80 \pm 5	2,3	5,6	0,14	289 \pm 2
	2340	3	80 \pm 5	2,2	5,7	0,14	297 \pm 2
	2520	3	80 \pm 5	2,3	5,8	0,14	287 \pm 2
	2700	3	80 \pm 5	2,3	5,9	0,14	301 \pm 2
	3600	13	80 \pm 5	11,8	6,9	0,13	385 \pm 2
ES12	1440	7	80 \pm 5	5,8	6,1	0,13	398 \pm 2
	1620	7	80 \pm 5	5,7	6,1	0,13	335 \pm 2
ES11	2340	5	80 \pm 5	4,2	6,1	0,14	325 \pm 2
	2700	5	80 \pm 5	3,9	6,5	0,13	329 \pm 2
	2880	5	80 \pm 5	4,6	6,4	0,13	435 \pm 2
ES10	1980	5	40 \pm 5	3,3	7,3	0,12	280 \pm 2
	2340	5	80 \pm 5	4,8	6,4	0,14	287 \pm 2
ES9	720	5	80 \pm 5	3,1	5,0	0,15	268 \pm 2
	900	5	80 \pm 5	3,3	5,5	0,14	272 \pm 2
ES8	1440	10	80 \pm 5	8,8	7,1	0,13	345 \pm 2
ES7	900	5	80 \pm 5	3,1	4,9	0,15	166 \pm 2
	1080	5	80 \pm 5	3,8	5,2	0,14	293 \pm 2
	1260	5	80 \pm 5	3,6	5,3	0,14	319 \pm 2
	1440	5	80 \pm 5	3,9	5,5	0,14	260 \pm 2
	1620	5	80 \pm 5	3,7	5,6	0,14	327 \pm 2
	1800	5	80 \pm 5	3,8	5,9	0,14	308 \pm 2
	1980	10	80 \pm 5	9,1	5,5	0,14	290 \pm 2
	2160	10	80 \pm 5	7,2	6,5	0,13	424 \pm 2
	2340	10	80 \pm 5	8,1	6,7	0,13	296 \pm 2
	2520	10	80 \pm 5	8,5	7,1	0,14	289 \pm 2
	2700	10	80 \pm 5	8,9	7,0	0,14	288 \pm 2

Tableau IV-9 : Synthèse de la hauteur critique de l'écoulement et de la distance à l'exutoire de la limite de transition entre le développement des zones « T et C » et le passage latéral en partie distale à des zones « Co ».

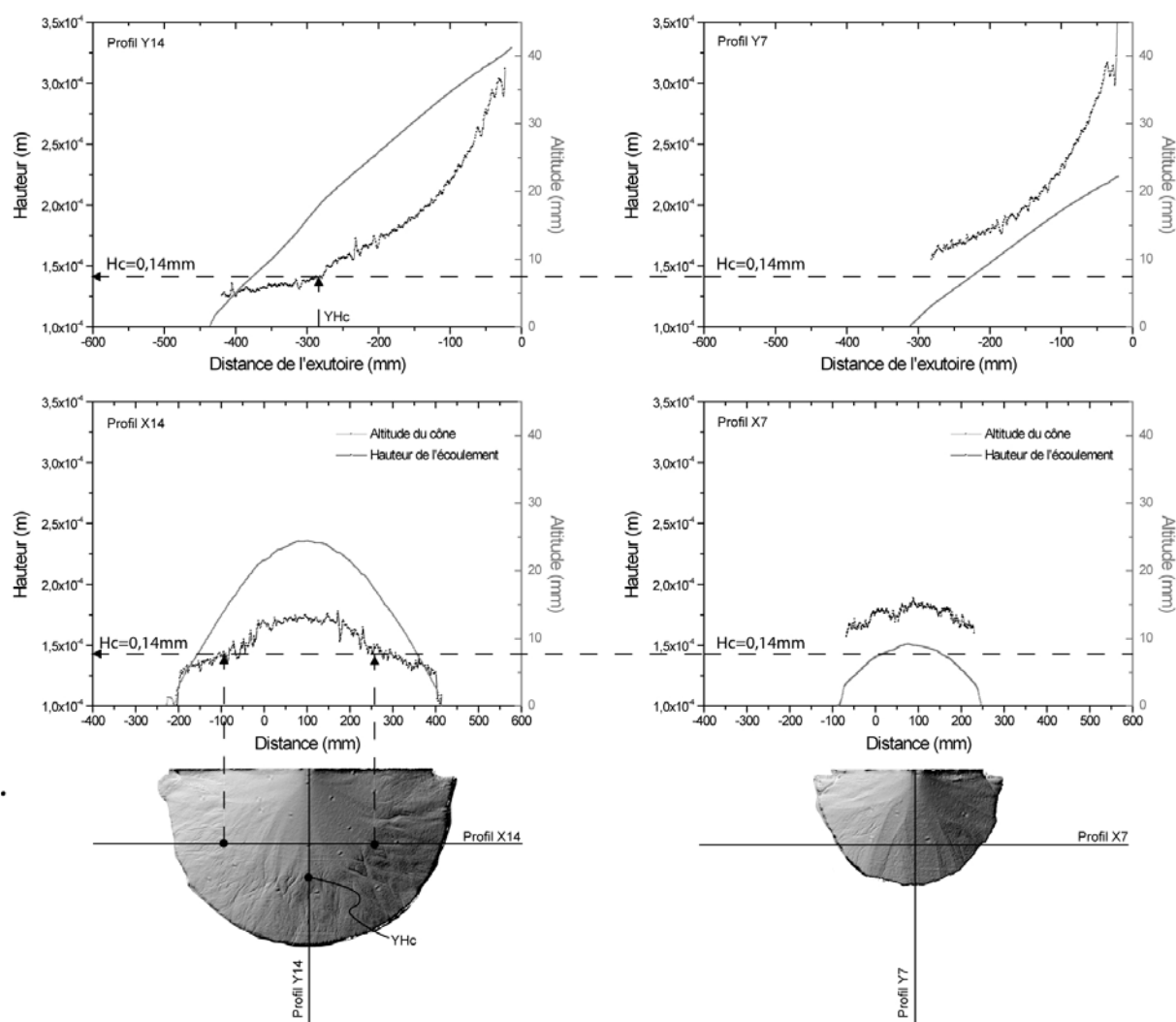


Figure IV-45 : Exemple de calcul de la hauteur de l'écoulement à la surface du cône selon un profil transverse et un profil longitudinal (expérience ES13) et détermination de la hauteur critique H_c . A gauche : Après le calcul de la hauteur de l'écoulement à la surface du cône, la limite de développement des zones « Co » est reportée sur la courbe représentant la hauteur de l'écoulement, permettant ainsi de déterminer H_c . A droite : cette hauteur critique n'est jamais atteinte à la surface du cône qui ne présente pas les zones « Co ».

Dans le cas de l'expérience ES13, la distance à l'exutoire de cette limite de transition est relativement stable dans le temps (Tableau IV-9). Cependant, dans d'autres expériences, cette distance n'est pas stable (Tableau IV-9). Une explication de cette mobilité peut venir de la dépendance à la pente du cône de la hauteur de l'écoulement. Aussi, lorsque le cône n'a pas encore atteint sa pente d'équilibre, si les conditions sont réunies pour générer les zones « Co » (surface, débit, pente), alors la distance à l'exutoire

de cette limite de transition évoluera au cours du temps pour atteindre une position stable avec la stabilisation de la pente. Dans le cas de l'expérience ES13, la pente du cône a atteint son équilibre avant le développement des zones « Co ». Aussi, la pente restant relativement constante au cours du temps à partir de cet équilibre, la distance à l'exutoire de la limite de transition reste stable.

L'évolution de la hauteur de l'écoulement semble être le facteur de contrôle du développement des morphologies et l'organisation générale des géométries à la surface du cône. Au-delà d'une hauteur critique (H_c moy. $\sim 0,14$ mm), la tension capillaire qui maintient l'unité de la nappe d'eau pourrait ne plus être suffisante. Des langues d'eau pourraient alors se développer et localiser ainsi l'écoulement. Ce phénomène permettrait d'expliquer les figures d'incisions en amont des zones « Co » et le développement des zones « Co » qui résulteraient de l'accumulation de matériau au débouché de cette zone de transition. A partir de cette limite, l'effet de blocage peut aussi devenir important puisque le ratio h/D entre la hauteur de l'écoulement h et le diamètre de grain D_{90} se rapproche de 7.

Infiltration et dépôt « lavé » (*sieve deposit*)

L'approche précédente a permis d'estimer la hauteur de l'écoulement sur le cône. Cette hauteur est décroissante depuis l'apex vers le front du cône. La perméabilité du matériau utilisé (Silice, $D_{50}=20\mu\text{m}$) étant faible ($\sim 10^{-8}$ m/s), le matériau initial étant saturé et le système étant soumis à un écoulement continu, l'infiltration ne doit jouer qu'un rôle secondaire dans l'évolution de la hauteur d'eau sur le cône.

Le développement des zones « Co » semble être relié à une chenalisation de l'écoulement à partir de la hauteur critique H_c . Ces zones « Co » sont celles qui présentent les granulométries les plus grossières à l'échelle du cône et se déposent toujours à proximité du front du cône sous forme lobée. Ces zones présentent donc une convergence de forme et d'organisation avec les dépôts « lavés » (*sieve deposit*) dans les systèmes naturels. Dans le concept de dépôt « lavé », Hooke (1965, 1967) fait intervenir la notion de lessivage des fractions fines suite à la percolation d'eau en considérant que ce phénomène est secondaire par rapport au processus de dépôt. Le processus primaire conduisant au dépôt de fraction grossière dans ce secteur distal serait donc plus à relier au dépôt d'écoulement de débris au front desquels les fractions les plus grossières sont concentrées (e.g. Wells & Harvey, 1987). L'infiltration et la percolation d'eau dans ces dépôts peuvent ensuite accentuer les différences de distributions granulométriques. Cependant, aucune observation ne permet de véritablement discuter et quantifier l'influence de cette possible infiltration.

IV.3.2. 7) Architecture et stratigraphie du cône

Des lames minces ont été réalisées à travers le cône de l'expérience ES13 afin d'identifier les modalités d'enregistrement de la dynamique du flux et la croissance du relief à fine échelle dans le cône. (*Figure IV-46*). Ces sections ne représentent pas une coupe depuis la base du cône jusqu'à la dernière surface du cône pour des raisons de problèmes d'échantillonnage durant le prélèvement.

Les événements élémentaires présentant **un granoclassement croissant continu** sont souvent associés à un événement élémentaire de faible épaisseur présentant une rupture granulométrique. Ces couplets semblent correspondre à l'enregistrement de la décroissance de la capacité de transport de l'écoulement, suivi d'une période d'abandon et de transit (*Figure IV-46*). Cette organisation est probablement à mettre en relation avec la création d'espace disponible par rapport au profil d'équilibre. Dans un premier temps, il y a création d'espace disponible et comblement de celui-ci, puis dans un second temps, cet événement a perturbé le profil d'équilibre déplaçant ainsi la zone de création d'espace disponible. Cette zone devient alors une zone de transit. Ce phénomène semble se répéter dans le temps et l'espace afin de respecter un profil d'équilibre à l'échelle du cône.

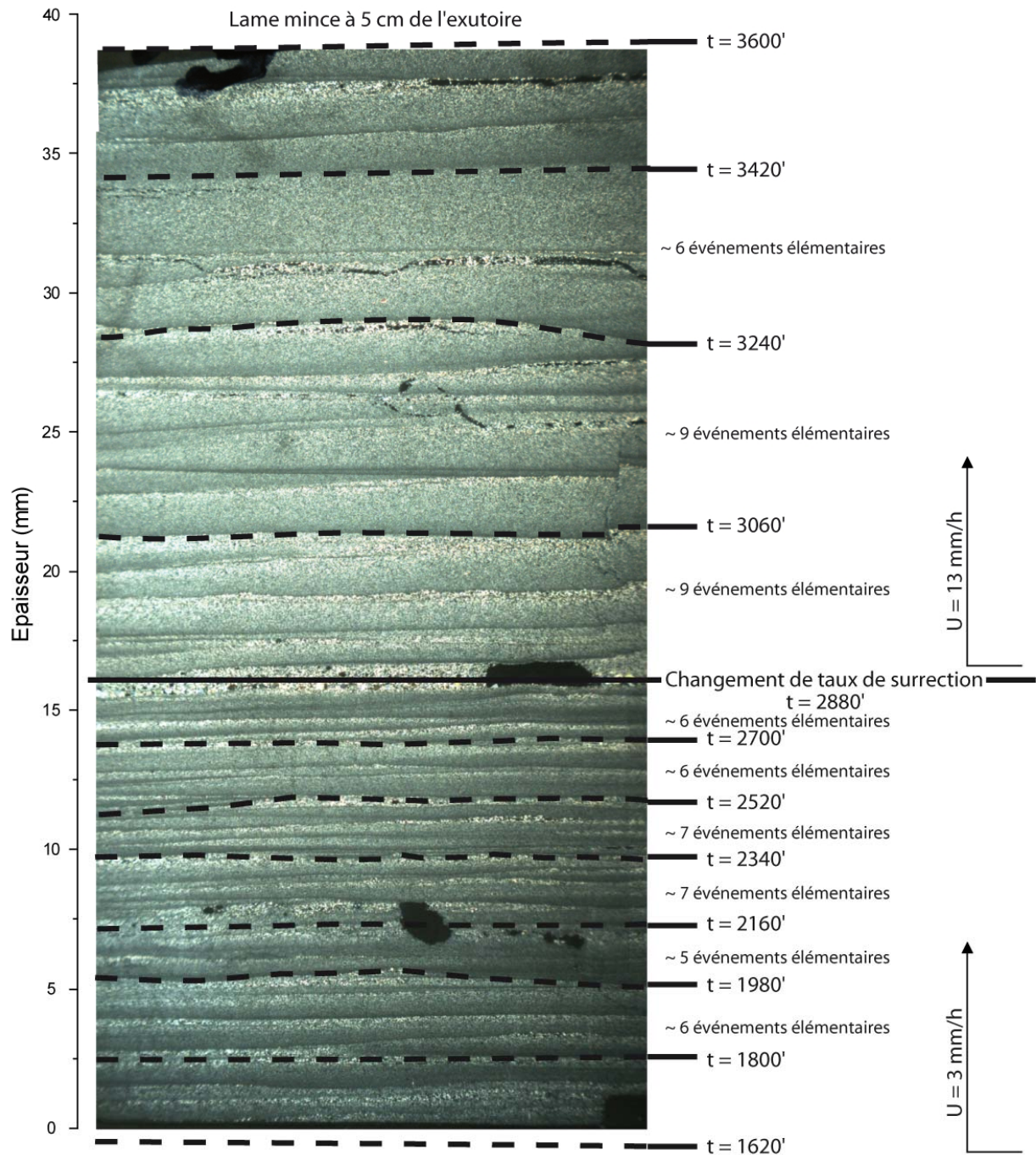


Figure IV-46 : Evolution granulométrique et organisation stratigraphique à 5 cm de l'exutoire pour l'expérience ES13. Chaque ligne temps est espacée de 3 heures. Les larges zones noires correspondent à des trous dans la lame mince.

La base de la coupe de la *Figure IV-46*, correspond à la période où la zone en érosion est en équilibre dynamique et où le flux sédimentaire est relativement stable. Le nombre d'événements élémentaires (en moyenne 6 sur la *Figure IV-46*) et l'épaisseur de chacun de ces événements (0,4 mm en moyenne) est relativement stable entre chaque pas de temps de numérisation du cône, soit toutes les 3h.

A partir du changement du taux de surrection ($t=2880$ min), le nombre d'événements et leur épaisseur changent avec, dans un premier temps, 9 événements élémentaires dont l'épaisseur a plus que triplé par rapport à la base de la coupe. Ensuite le nombre et l'épaisseur des événements élémentaires diminuent progressivement pour atteindre une nouvelle configuration (*Figure IV-46*). L'épaisseur de chaque événement tend à se stabiliser (1 mm en moyenne) et la fréquence (6 en moyenne) tend vers celle qui était établie durant l'équilibre avant le forçage tectonique (sommet de la coupe de la *Figure IV-46*). L'épaisseur et la fréquence de chaque événement élémentaire semblent donc être une fonction directe du flux au cours du temps ; (1) à la base de la coupe, le flux est relativement stable, le nombre et l'épaisseur de chaque événement aussi, (2) dans la partie supérieure de la coupe, la croissance du flux est enregistré par une stratocroissance des événements et le retour à des conditions de flux sédimentaire constant se traduit par une fréquence d'équilibre de 6 événements (*Figure IV-46*).

Il semble donc y avoir **une relation directe entre flux et agencement vertical des événements élémentaires sur des observations en 1D. Le signal sédimentaire enregistre l'augmentation du flux sédimentaire en réponse à un forçage tectonique, par une stratocroissance des bancs, puis l'équilibre des flux par des bancs d'épaisseurs relativement constante.**

Le taux de sédimentation semble être un bon indicateur de la dynamique du flux, surtout s'il est pondéré par la fréquence de dépôt des événements élémentaires. Cependant, cette observation en 1D est à nuancer car le nombre d'événements élémentaires identifiés n'est peut être pas représentatif étant donné qu'il a été mis en évidence des surfaces d'érosion et des surfaces de transit. Que se passe-t-il en 2D ?

La *Figure IV-47* illustre le passage latéral en direction distale des observations effectuées sur la *Figure IV-46*. Le nombre d'événements n'est pas le même entre les deux positions et la granulométrie est globalement plus grossière en zone distale. Globalement, il y a plus d'événements identifiés en zone proximale qu'en zone distale. L'exemple le plus frappant se situe dans l'intervalle de temps juste après le forçage tectonique ($t=2880$ min). En partie proximale, il y a 9 événements élémentaires, alors qu'en partie distale, il n'y en a que 4 (*Figure IV-47*). Cependant, il existe aussi des exemples où le même nombre d'événements élémentaires sont identifiés en zone proximale et distale en cours d'un intervalle de temps, comme entre $t=2520$ min et $t=2700$ min, ou entre $t=2700$ min et $t=2880$ min (*Figure IV-47*).

Ayant identifié des zones de transit dans la partie proximale, il aurait été logique de trouver plus d'événements élémentaires en partie distale qu'en partie proximale. Or, ce n'est pas ce que les deux lames minces illustrent (*Figure IV-47*). Le fait d'avoir le même nombre d'événements, voire moins d'événements élémentaires indique que la zone distale enregistre des périodes de non-dépôt.

Si l'hypothèse de relier le flux sédimentaire et l'agencement vertical des événements élémentaires est retenue, il est essentiel d'identifier et de quantifier les zones de transit mais aussi de non-dépôt pour véritablement discuter de l'enregistrement du flux dans les corps sédimentaires (*Figure IV-47*). Ces observations sont tout de même à nuancer car il est plus facile d'identifier les événements élémentaires en partie proximale grâce à des différences granulométriques marquées. En zone distale, seuls les termes les plus grossiers sont amalgamés sans limite franche pouvant ainsi biaiser l'estimation du nombre d'événements élémentaires.

Le passage à du 2D continue, plutôt que des données 1D corrélées entre elles, est alors une alternative pour mieux identifier l'ensemble des événements.

La proposition d'évolution à l'échelle de l'événement élémentaire en terme de migration latérale et de zone de non-dépôt latéralement équivalente à des zones de dépôt, se confirme à plus grande échelle, selon des coupes à travers le cône (*Figure IV-48*). En position proximale (proche de l'exutoire), les bancs sont tabulaires alors qu'en position distale, les bancs sont lenticulaires et très discontinus. La *Figure IV-48b*

illustre la géométrie d'un événement élémentaire à l'échelle du cône, avec en amont une zone d'érosion et de transit, puis en aval une zone d'érosion associée à un dépôt qui s'épaissit en direction de la limite du cône. En partie distale, à la limite du cône, une masse importante de sédiment est déposée. L'événement suivant va ensuite se développer au dessus du précédent avec des géométries en *downlap*. Localement, la migration latérale d'événements élémentaires se développe (Figure IV-48c). A l'échelle de l'événement élémentaire, le cône semble réajuster en permanence sa pente pour satisfaire un équilibre, qui se traduit par des migrations latérales et frontales.

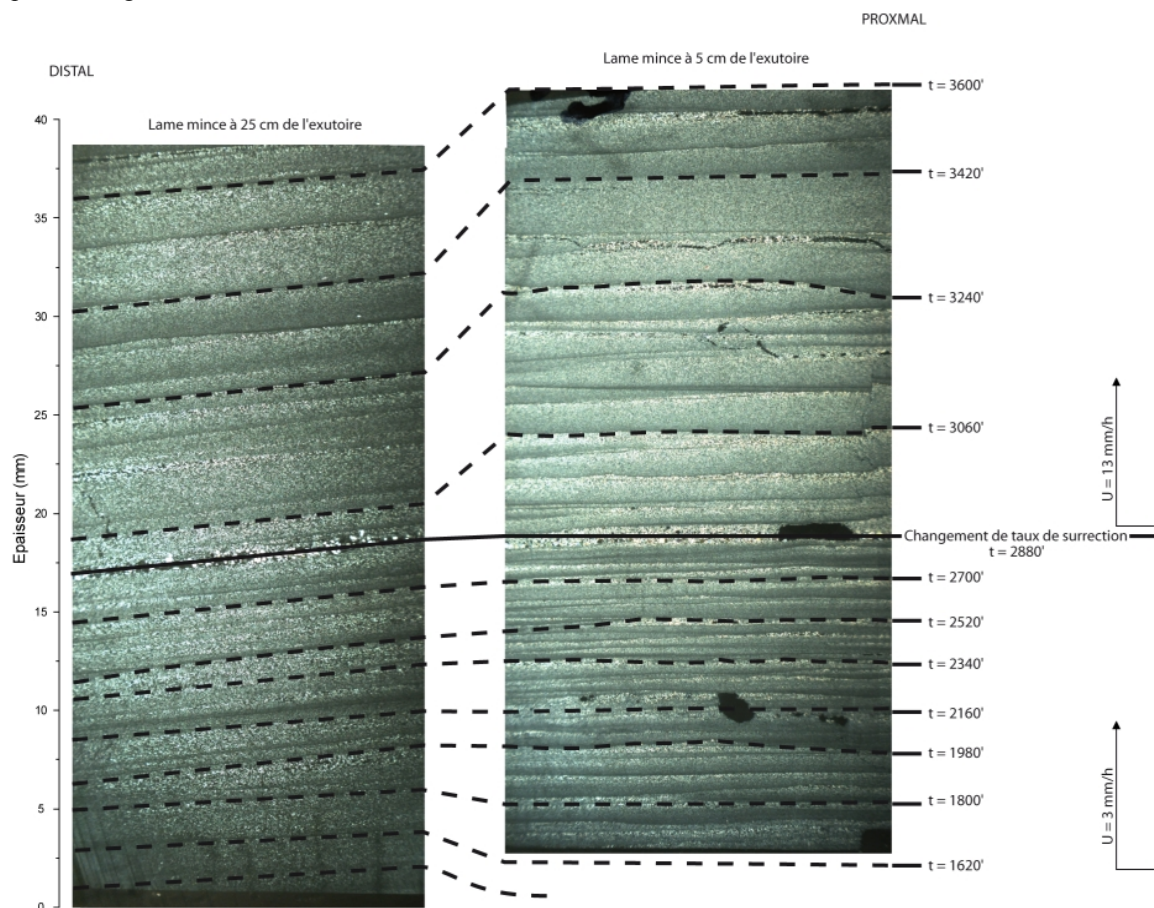


Figure IV-47 : Evolution granulométrique et organisation stratigraphique à 5 cm et 25 cm de l'exutoire pour l'expérience ES13. Chaque ligne temps est espacée de 3 heures. Le nombre d'événements identifiés dans un même intervalle de temps n'est pas le même entre la zone proximale et la zone distale (globalement plus d'événements élémentaires identifiables en zone proximale). La granulométrie est globalement plus grossière en zone distale qu'en zone proximale. Les larges zones noires correspondent à des trous dans la lame mince.

Le cône de l'expérience ES12 (Figure IV-48) aggrade de manière homogène à l'échelle du cône entre $t=1080$ min et $t=1620$ min. Cette organisation enregistre l'équilibre des flux sédimentaires. Ensuite, à partir de $t=1620$ min, une chute de surrection introduit un déséquilibre aussi bien topographique que sédimentaire. Ce déséquilibre se traduit par le développement en zone proximale de surface d'érosion et

de profondes incisions (*Figure IV-48a*), qui passe latéralement en zone distale à des zones de dépôt (*Figure IV-48b, c*) de $t=1620$ min à $t=2160$. Ensuite, les bancs sont plus épais en zone proximale qu'en zone distale à partir de $t=2700$ min.

Le déséquilibre du profil créé par cette chute de subsidence (ES12, $U = 7$ mm/h puis 2 mm/h) se traduit donc dans un premier temps par une forte progradation du cône (sans aggradation de l'apex) qui implique une diminution de la pente moyenne du cône. Ensuite, il y a une migration des dépôts en direction de l'apex du cône (*Backfilling*) qui tend à restaurer une pente en équilibre avec le flux sédimentaire exporté par la zone en érosion qui atteint un nouvel équilibre.

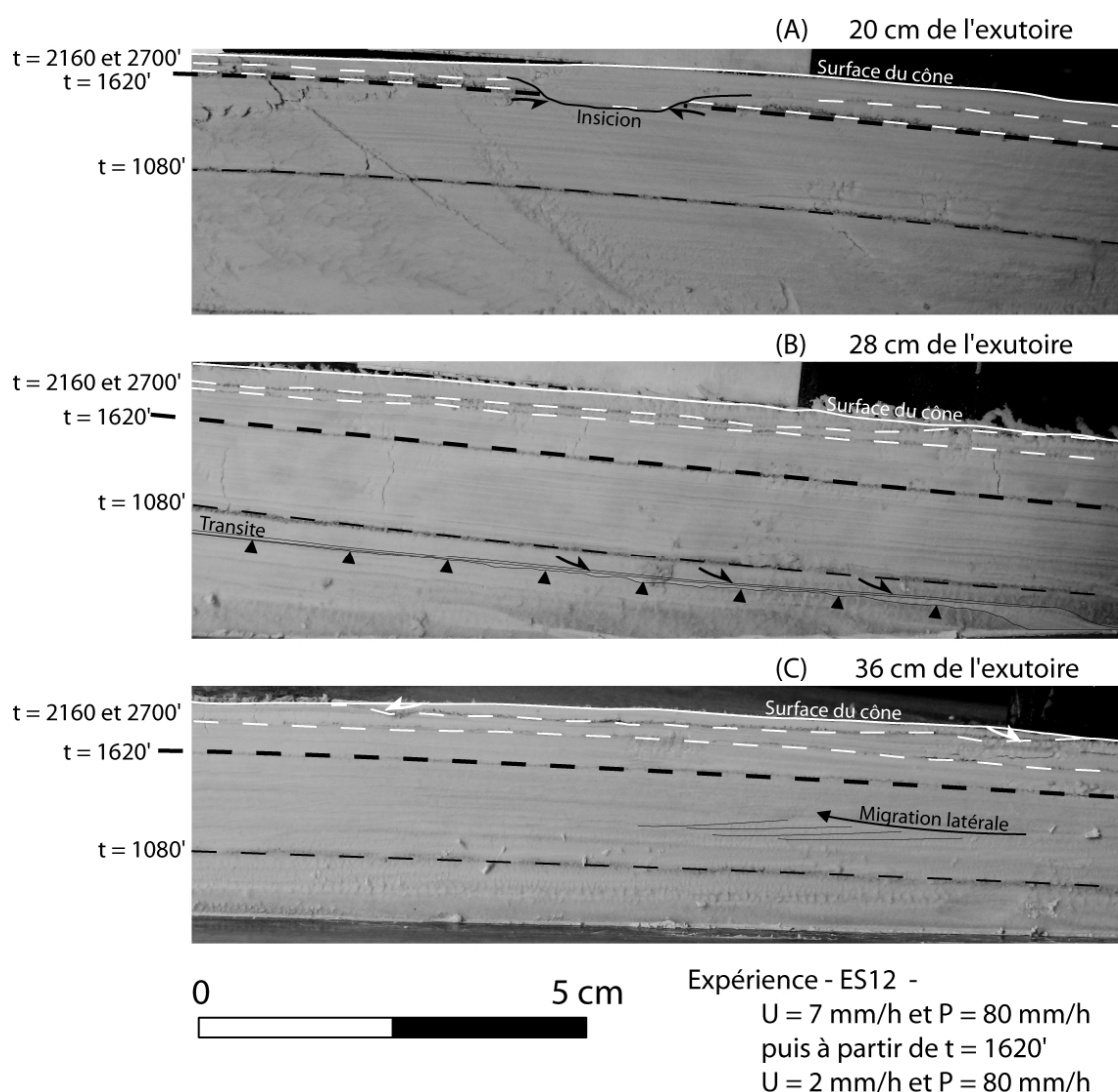


Figure IV-48 : Exemple de coupes à travers le cône de l'expérience ES12. A : coupe transversale (exutoire situé sur le bord gauche de la photo). B : coupe longitudinale dans l'axe de l'exutoire. C : coupe transversale (exutoire situé sur le bord gauche de la photo). Les trois photos sont à la même échelle. Les lignes en pointillée correspondent à des lignes temps.

IV. 3. 3. Dynamique du flux en réponse à un forçage tectonique ou climatique

La dynamique de croissance du réseau hydrographique et son influence sur le flux sédimentaire sont désormais bien contraintes. Une fois l'équilibre atteint, une fluctuation d'un des paramètres de contrôle est introduite dans le système afin de caractériser l'enregistrement de cette fluctuation en termes de géométrie, de temps caractéristique et de dynamique du flux. Ce forçage est instantané et définitif (nouveau jeu de paramètres de contrôle du système).

Quatre expériences sont présentées ci-dessous : une chute de pluviométrie (ES09), une augmentation de pluviométrie (ES10), une chute de surrection (ES12) et une augmentation de surrection (ES13) (Figure IV-49).

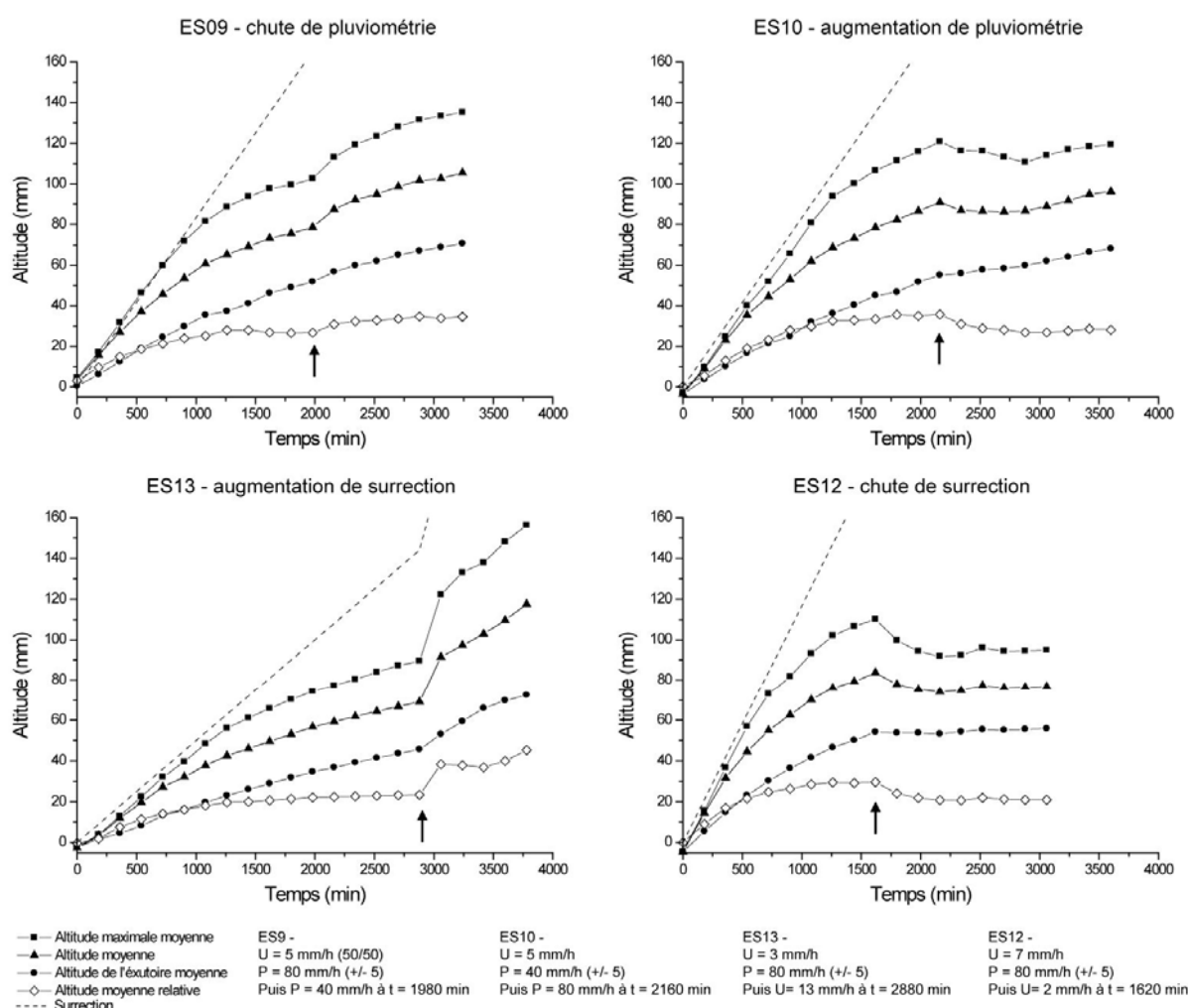


Figure IV-49 : Evolution des principaux paramètres mesurés dans la zone en érosion suite à un forçage lié à la pluviométrie ou à la surrection. Les forçages sont indiqués par les flèches.

Une chute de pluviométrie se traduit par une augmentation de l'altitude maximale moyenne, de l'altitude moyenne, de l'altitude de l'exutoire moyenne et par conséquent de l'altitude moyenne relative. **Le comportement est totalement inverse pour une augmentation de pluviométrie** (Figure IV-49). Ainsi, la diminution du flux d'eau suite à une chute de pluviométrie entraîne une chute des vitesses d'érosion locales et un soulèvement de la topographie (e.g. Bonnet & Crave, 2003) et donc une chute du flux sédimentaire (et inversement pour une augmentation de pluviométrie). Ensuite, le système atteint un nouvel équilibre où le flux sédimentaire est légèrement plus fort que le flux sédimentaire du premier équilibre, que ce soit dans le cas d'une chute de pluviométrie, ou dans le cas d'une augmentation de pluviométrie. Dans les expériences de Bonnet & Crave (2003), le flux sédimentaire s'équilibre de nouveau autour d'une valeur proche de celle du premier équilibre après une variation de pluviométrie, car le système atteint un état d'équilibre stationnaire (*steady state*). Nos expériences atteignent par contre un état d'équilibre dynamique, ce qui explique une dérive du flux sédimentaire au cours du temps, et donc ce léger accroissement du flux entre le premier et le second état d'équilibre à la suite d'une variation du taux de pluviométrie.

L'augmentation du taux de surrection présente une évolution des paramètres d'altitude équivalente à une chute de pluviométrie (et **inversement pour une chute de surrection**). Si l'altitude moyenne a le même comportement dans le cas d'une augmentation du taux de surrection et dans le cas d'une chute de pluviométrie, le flux sédimentaire a un comportement différent. Pour l'augmentation du taux de surrection, le flux de sédiment augmente aussi, alors que pour une diminution du taux de pluviométrie, le flux de sédiment diminue (et inversement pour une chute de surrection par rapport à une augmentation du taux de pluviométrie).

Il n'est donc pas trivial de caractériser la nature du forçage en analysant uniquement la zone en érosion. Un bilan des flux (avant, pendant et après) est nécessaire pour véritablement **caractériser le forçage et inverser les paramètres de contrôle de l'enregistrement sédimentaire**. Effectuer un tel bilan spatio-temporelle des flux sédimentaires dans les systèmes naturels est souvent très compliqué à cause des faibles contraintes de datation disponibles dans les bassins sédimentaires. Aussi, il faut s'intéresser aux géométries qui peuvent être associées à de tels forçages.

A l'image du comportement de la zone en érosion, la zone en sédimentation montre des convergences de géométrie entre chute de pluviométrie et augmentation de surrection (et inversement) (Figure IV-50).

Une chute de pluviométrie se traduit par une augmentation du ratio Q_s/Q_w et donc une chute de la capacité de transport de l'écoulement à la surface du cône. Cette chute de pluviométrie induit alors une géométrie en *downlap*. Une augmentation du taux de surrection produit la même géométrie (Figure IV-50).

Pour une augmentation de pluviométrie (et respectivement une chute du taux de surrection), le phénomène est inverse. La capacité de transport des écoulements à la surface du cône est plus forte et le cône présente une pente moins forte que la pente précédent le forçage (Figure IV-50). Une augmentation de pluviométrie (équivalente en terme d'évolution du ratio Q_s/Q_w à une chute du taux de surrection) induit alors une géométrie en *onlap* et dans les cas extrêmes des géométries en *toplap* si l'amplitude du forçage est suffisante (Figure IV-50).

Pour une augmentation du taux de surrection, les couches sont stratocroissantes puis atteignent une épaisseur d'équilibre (Figure IV-46) (et inversement pour une chute du taux de surrection). Par contre, une chute du taux de pluviométrie se traduit dans un premier temps par une stratodécroissante puis une stratocroissance avant d'atteindre un nouvel état d'équilibre (et inversement pour une augmentation du taux de pluviométrie). **La stratonomie est donc un argument fort pour discriminer la nature du forçage dans cette approche expérimentale.**

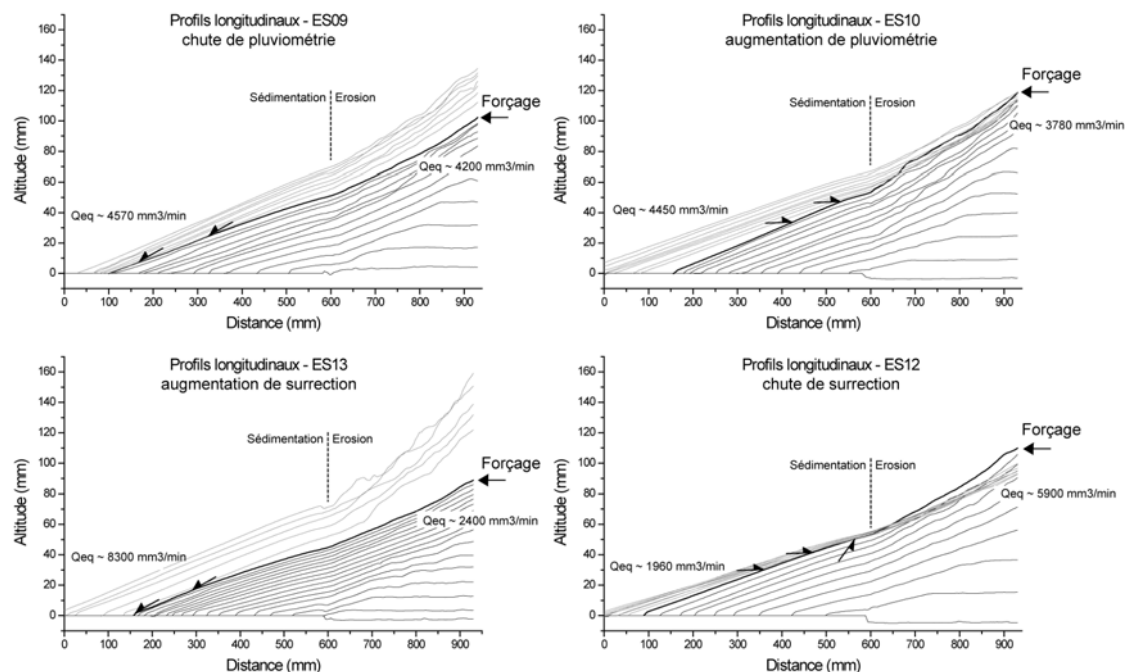


Figure IV-50 : Evolution des géométries dans le cône suite à une mise à l'équilibre, puis un forçage tectonique ou climatique.

Suite à un forçage tectonique ou climatique, l'altitude moyenne et la pente moyenne du cône ont une évolution qui respecte une loi exponentielle (*Figure IV-49 et annexes*). Il est donc possible de comparer les temps caractéristiques entre zone en érosion τ_{ero} et zone en sédimentation τ_{sed} (*Tableau IV-10*). La zone en érosion et la zone en sédimentation montrent des temps caractéristiques très proches suggérant que l'enregistrement du forçage, quel qu'il soit, est sensiblement synchrone dans les deux zones. Par contre, l'amplitude et le sens (augmentation ou diminution) semblent influencer ce temps caractéristique, et particulièrement pour une fluctuation de pluviométrie (*Tableau IV-10*).

Forçage Tectonique		Zone en érosion (altitude moyenne)	Zone en sédimentation (pente moyenne du cône)
ES13	U = 3 mm/h → U = 13 mm/h P = 80 mm/h	$\tau_{\text{ero}} = 109' \pm 85'$	$\tau_{\text{sed}} = 149' \pm 91'$
ES12	U = 7 mm/h → U = 2 mm/h P = 80 mm/h	$\tau_{\text{ero}} = 161' \pm 26'$	$\tau_{\text{sed}} = 175' \pm 124'$
ES7	U = 5 mm/h → U = 10 mm/h P = 80 mm/h	$\tau_{\text{ero}} = 219' \pm 130'$	$\tau_{\text{sed}} = 199' \pm 52'$
Forçage Climatique			
ES11	P = 130 mm/h → P = 80 mm/h U = 5 mm/h	$\tau_{\text{ero}} = 492' \pm 184'$	$\tau_{\text{sed}} = 405' \pm 117'$
ES10	P = 40 mm/h → P = 80 mm/h U = 5 mm/h	$\tau_{\text{ero}} = 189' \pm 40'$	$\tau_{\text{sed}} = 174' \pm 41'$
ES9	P = 80 mm/h → P = 40 mm/h U = 5 mm/h	$\tau_{\text{ero}} = 283' \pm 51'$	$\tau_{\text{sed}} = 324' \pm 76'$

Tableau IV-10 : Récapitulatif des temps caractéristiques suite à un forçage tectonique ou climatique.

La meilleure manière d'identifier la nature du forçage est donc de faire (1) **un bilan des flux sédimentaires** et (2) de **caractériser les géométries dans le corps sédimentaire**. La caractérisation de l'amplitude du forçage est moins directe. La relation établie préalablement entre pente moyenne du cône et ratio Q_s/Q_w permet d'identifier le différentiel de flux d'eau si la pente moyenne et le flux sédimentaire à l'équilibre sont connus :

$$Q_{w\text{eq}1}^b - Q_{w\text{eq}2}^b = a \left(\frac{Q_{\text{seq}1}^b}{S_{f1}} - \frac{Q_{\text{seq}2}^b}{S_{f2}} \right)$$

Connaissant la taille du bassin versant, il est donc possible de remonter à l'amplitude de la fluctuation. La même approche peut être effectuée pour caractériser l'amplitude de variation du taux de surrection à partir de la relation entre flux sédimentaire, taux de surrection et aire du bassin versant.

Les morphologies en surface sont sujettes à une profonde réorganisation à la suite d'un forçage. L'exemple de l'expérience ES12, durant laquelle une chute de surrection est introduite à $t = 1620$ min, est illustré dans la *Figure IV-51*. Avant le forçage, le cône présente une organisation avec les zones Nc, T, C et Co (*Figure IV-51a*). Suite au forçage, des incisions de 3 à 5 mm se développent au niveau de l'apex du cône et les points d'intersection migrent vers l'aval de plus de 25 cm (*Figure IV-51b*). Des zones sont alors totalement dépourvues de sédimentation entre les deux phases successives de numérisation (*Figure IV-51b*). Ensuite, les points d'intersection migrent vers l'amont du cône et les incisions sont progressivement comblées (*Figure IV-51c, d*). Une fois les incisions comblées, les points d'intersections migrent de nouveau vers l'aval du cône (*Figure IV-51e, f*).

La perturbation induite par la chute de surrection correspond à une chute du flux sédimentaire, et donc une augmentation du ratio Q_s/Q_w . La pente d'équilibre du cône pour le nouveau jeu de paramètres est moins élevée que celle avant le forçage. L'incision de l'apex du cône et le dépôt en partie distale permettent de réduire la pente du cône. Le système ne passe pas d'un état d'équilibre à un autre de manière directe. En fait, le système oscille entre période de dépôt, période de non-dépôt et même incision aussi bien au niveau de l'apex du cône que des parties distales (*Figure IV-51*). Dans le cas de l'expérience ES12, le forçage intervient à un stade où le cône présente une superficie déjà conséquente. Le flux sédimentaire est divisé par un facteur 3 à la suite de ce forçage. Il n'y a plus suffisamment de matière pour recouvrir la totalité du cône entre deux étapes de numérisation. Bien que le cône présente des morphologies instables, la zone en érosion évolue vers un état d'équilibre dynamique, comme en témoigne la stabilisation de l'altitude moyenne relative (*Figure IV-49*). L'expérience a ensuite été arrêtée pour des raisons techniques (plus assez de matière dans la zone en érosion) et l'évolution finale n'a donc pas pu être mise en évidence.

Il est cependant possible d'extrapoler les observations pour proposer un stade final d'évolution. Au cours du temps, la surface de cône est toujours croissante, alors que la pente du cône tend à se stabiliser. Aussi, le volume sédimentaire nécessaire pour recouvrir le cône est croissant. Or, à l'équilibre dynamique, le flux sédimentaire est quasi constant. Il doit donc exister une phase finale d'évolution, qui n'a pas pu être illustrée ici, où l'aggradation de l'apex du cône diminue de manière progressive afin d'augmenter le taux de surrection relative (et donc le flux sédimentaire). Le produit du taux de surrection imposé par l'aire drainée indique la limite maximale que le flux sédimentaire peut atteindre au cours d'une expérience. Au-delà de cette limite, il est possible que le cône soit profondément incisé, permettant ainsi une augmentation de la surrection relative et donc du flux sédimentaire. Le système tendra dans son ensemble vers un nouvel état d'équilibre, probablement en oscillant entre des périodes d'aggradation au niveau de l'apex et des périodes d'incision à l'image de l'évolution de l'expérience ES12. Durant cette phase finale, le point d'intersection migrera progressivement en direction du bassin, alors qu'une partie de l'apex du cône sera abandonnée.

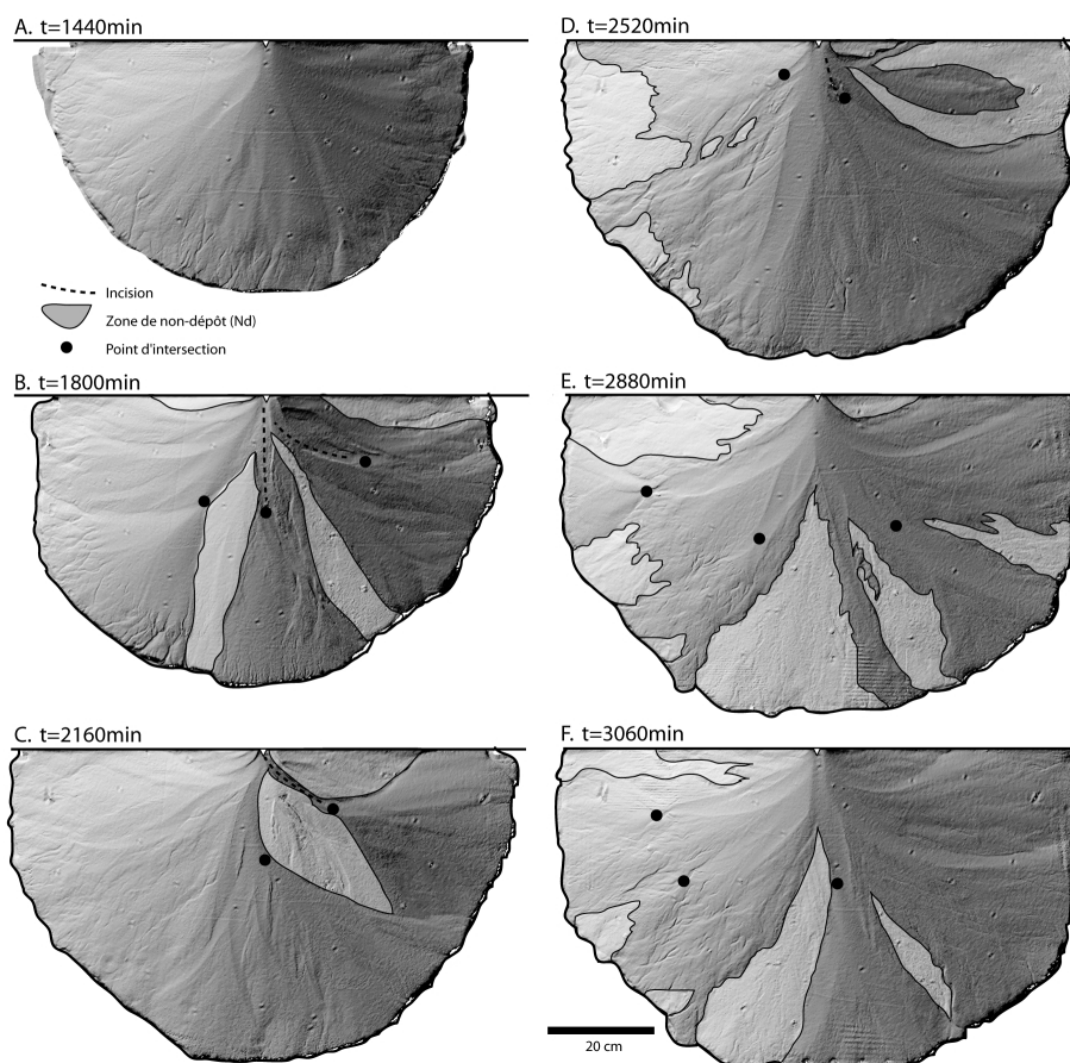


Figure IV-51 : Evolution des morphologies du cône de l'expérience ES12 suite à une diminution du taux de surrection de $U=7\text{mm/h}$ à $U=2\text{mm/h}$ à $t=1620\text{min}$. A : Cône avant le forçage tectonique. B : Des incisions se développent au niveau de l'apex du cône. Les points d'intersection migrent vers l'aval. Des zones de non-dépôt « Nd » se développent. C : Les incisions s'amenuisent et les points d'intersection migrent vers l'amont. La surface des zones de non-dépôt « Nd » augmente. D : Les incisions sont quasiment comblées et les points d'intersection sont presque localisés à l'apex du cône. La surface des zones de non-dépôt « Nd » augmente. E : Il n'y a plus d'incision à proximité de l'apex du cône et les points d'intersection migrent de nouveau vers l'aval. F : Les points d'intersection continuent de migrer vers l'aval.

L'expérience ES09 est aussi présentée dans cette partie car elle montre une particularité suite à une mauvaise manipulation. Lors des expériences, des colorants ont été introduits au niveau de l'exutoire afin

d'estimer la vitesse moyenne des écoulements à la surface du cône. Dans l'expérience ES09 (*Figure IV-52*), à $t = 900$ min, lors de l'introduction du colorant, une importante quantité d'eau s'est aussi introduite au niveau de l'exutoire pendant les mesures de vitesse (pendant environ 3 min). Cet incident est le seul qui soit intervenu lors de ces mesures, et a marqué l'évolution de l'expérience. A la différence des forçages précédemment exposés, cette augmentation du flux d'eau ne représente pas un changement définitif d'un jeu de paramètres à un autre, mais plutôt une augmentation très marquée et très courte (pulse) au cours de l'expérience (*Figure IV-52*).

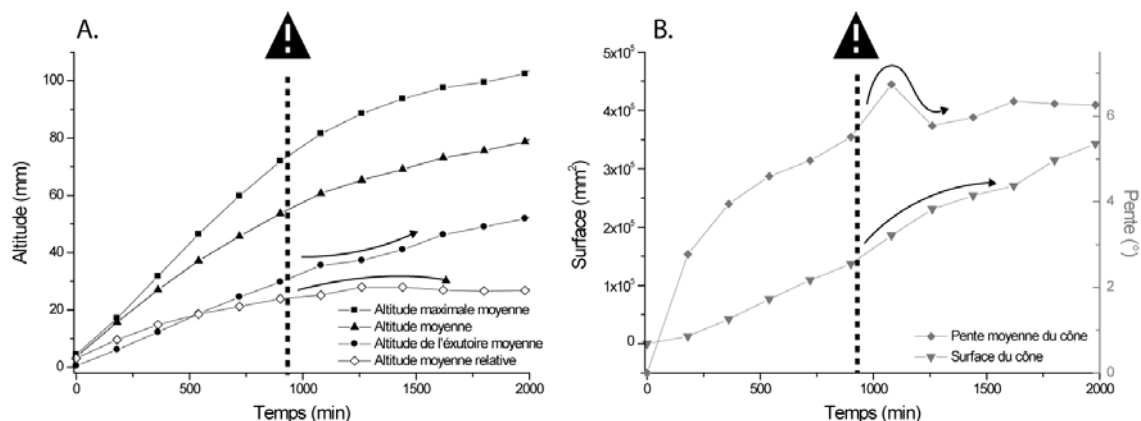


Figure IV-52 : Influence de l'augmentation ponctuelle du flux d'eau au cours de l'expérience ES09.
A : augmentation de l'altitude moyenne relative suite à une diminution de l'altitude de l'exutoire moyenne. **B :** augmentation de la pente moyenne et de la surface. Noter que l'augmentation de la pente moyenne est probablement liée à la prise en compte des fortes pentes des flancs des incisions plutôt qu'à une véritable augmentation de la pente moyenne du cône.

Ce changement brutal a induit une diminution de l'altitude moyenne de l'exutoire qui a entraîné une augmentation de l'altitude moyenne relative (*Figure IV-52a*). L'altitude moyenne et l'altitude maximale ne sont pas affectées par ce forçage. Ces variations d'altitude sont faibles (<10%) et la zone en érosion tend vers un état d'équilibre qui ne semble pas être influencé par ce forçage ponctuel (*Figure IV-52a*).

Au niveau du cône, la pente croît très fortement en relation avec le développement de profondes incisions dans le cône (*Figure IV-53*). Après cette forte croissance, la pente évolue de nouveau selon la même tendance qui a été initiée avant ce forçage (*Figure IV-52b*). La surface du cône suit la même tendance, avec une augmentation suite au forçage, puis un rétablissement autour de l'évolution initiée avant le forçage (*Figure IV-52b*).

Bien que le forçage ne soit que de très courte durée (~3 min) par rapport à la durée de l'expérience (3240 min), son influence se fait ressentir dans la zone en érosion et dans la zone en sédimentation pendant plus de 10 heures (*Figure IV-52*).

L'évolution des morphologies du cône est largement influencée par ce forçage (*Figure IV-53*). De profondes incisions se sont développées depuis l'apex du cône jusqu'au front du cône à la suite du forçage (*Figure IV-53b*). Ces incisions sont plurimillimétriques et peuvent atteindre 4 cm de large. Des petits lobes se développent au débouché de ces incisions. De telles géométries n'ont jamais été observées dans les autres expériences ou même dans la suite de l'expérience ES09. Après cette profonde réorganisation de la surface du cône, les morphologies présentes à la surface vont osciller entre deux grands types d'organisation : (1) des périodes d'incision au niveau de l'apex et de migration vers l'aval du point d'intersection (*Figure IV-53d, f*) et (2) des périodes d'aggradation au niveau de l'apex et d'homogénéisation de la surface du cône (*Figure IV-53c, e*). Cette période d'oscillation tend à s'atténuer

avec le temps et le système dans son ensemble retrouve une organisation et une évolution comparables à celles des autres expériences (Figure IV-53g).

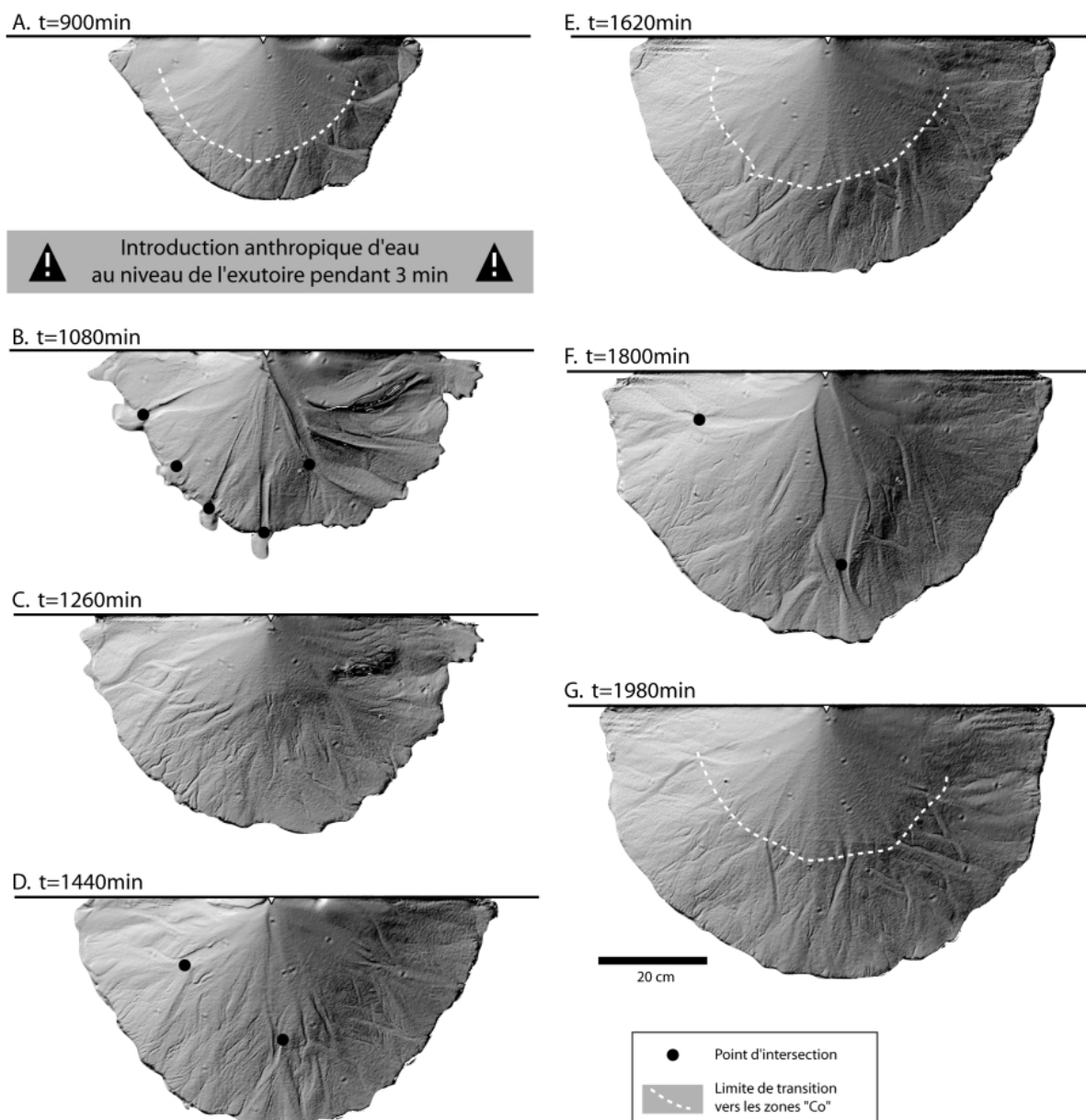


Figure IV-53 : Evolution de l'expérience ES09 suite à une augmentation brutale du flux d'eau. A : morphologie du cône avant le forçage. **B :** profondes incisions se développant depuis l'apex du cône jusqu'au front du cône, avec au débouché, de petits lobes. **C :** cône organisé avec les zones I, C, T et Co. **D.** migration du point d'intersection vers l'aval. **E :** cône organisé avec les zones Nc, C, T et Co. **F :** migration du point d'intersection vers l'aval. **G :** cône organisé avec les zones Nc, C, T et Co.

IV.4. Approche expérimentale de la dynamique du flux : application et perspectives

Le nouveau dispositif développé au cours de ce travail de thèse permet de réaliser des expériences dont le **comportement de la zone en érosion est similaire à celui des travaux préalablement effectués** à Géosciences-Rennes. La dynamique du relief est caractérisée par une phase de croissance puis une phase d'équilibre (*steady-state* ou *dynamic equilibrium*). Aussi, les résultats des précédentes études sont applicables à ce dispositif. Ce dispositif est le premier du genre qui permet de reproduire l'évolution couplée dans le temps de la dynamique du relief et d'un cône sédimentaire. Ce travail préliminaire a ainsi permis de soulever trois pistes qui mériteraient d'être plus développées dans le futur.

Tout d'abord, il a été montré que **le corps sédimentaire enregistre la phase de croissance du relief et la phase d'équilibre dynamique**. L'évolution dans le temps de la pente et de la surface du cône permet d'identifier ces deux phases. La différence entre les temps caractéristiques de la zone en érosion et de la zone en sédimentation ne dépend pas des conditions aux limites du modèle et est relativement faible par rapport à la durée des expériences (1h12min pour des expériences qui durent en moyenne 45h). Dans les systèmes naturels, la notion de temps est souvent inaccessible, alors que les résultats des expériences reposent sur une connaissance fine de l'évolution temporelle des géométries. L'étude de l'évolution de la pente en fonction de la surface du cône permet de palier à ce problème et de proposer des applications directes des conclusions des expériences vers les systèmes naturels. La relation entre pente et surface du cône permet d'identifier la phase de croissance du relief et la phase d'équilibre dynamique. Cette relation correspond à une loi puissance positive pour les expériences. Dans les systèmes naturels, aucune étude n'a encore jamais analysé cette relation en vue de caractériser l'état dynamique du relief. La base de données que publient Saito & Oguchi (2005), montre une relation en loi puissance négative entre la pente et la surface du cône. Les lois sont donc équivalentes entre systèmes naturels et expériences, mais les exposants sont opposés. Cela est probablement dû à un biais de l'approche expérimentale (flux d'eau constant par rapport à un flux sédimentaire qui croît selon une loi exponentielle). Il serait donc intéressant d'étudier ces relations en détail dans les systèmes naturels pour identifier s'il est possible de caractériser la dynamique du relief, et donc par là même celle du flux sédimentaire.

Ensuite, **les morphologies et géométries** qui se développent à la surface de cône (zone T, C, Co) et qui sont enregistrées dans les événements élémentaires montrent des **convergences fortes avec les cônes alluviaux naturels dominés par les écoulements de débris**. Les processus hydrauliques particuliers du modèle sont responsables du développement de petites incisions (*rills*) et de la redistribution granulométrique à la surface du cône qui se surimposent aux processus primaires de dépôt. De plus, une fluctuation ponctuelle d'un facteur de contrôle comme le flux d'eau fait entrer le système dans un mode oscillatoire qui est très proche des modèles d'évolution des cônes alluviaux (e.g. Schumm et al., 1977 ; Fraser & Decelles, 1992). Le comportement du cône expérimental présente donc beaucoup de similitudes avec le comportement des cônes naturels. Cependant, il y a une différence majeure puisque dans les expériences, la surface des cônes est soumise en permanence à un écoulement, alors que ce n'est pas le cas dans les systèmes naturels. Caractériser l'influence de ces écoulements permanents sur l'évolution des morphologies du cône expérimental permettrait de transposer plus facilement les résultats des expériences vers les systèmes naturels.

Enfin, **les forçages climatiques ou tectoniques sont théoriquement discriminables à partir d'un bilan des flux sédimentaires et d'une analyse de l'architecture du cône**.

Une chute de pluviométrie (ou une augmentation du taux de surrection) implique une diminution de la capacité de transport des écoulements. La pente du cône augmente au niveau de l'apex et des géométries en *downlap* se développent dans le cône.

Pour une augmentation de pluviométrie (ou une diminution du taux de surrection) la pente du cône diminue grâce à une forte aggradation de la partie frontale du cône. Des géométries en *onlap* se développent alors dans le cône.

Une fois ce découpage entre géométrie en *onlap* et en *downlap* effectué, il est possible de discriminer la nature du forçage à l'aide de l'étude de la stratonomie (Figure IV-54). Une augmentation du taux de surrection se traduit par une stratocroissance des bancs jusqu'à atteindre un nouvel état d'équilibre où l'épaisseur des bancs est relativement constante. A l'inverse, une chute du taux de pluviométrie implique une stratocroissance suivi d'une stratodécroissance, avant d'atteindre un nouvel état d'équilibre.

Les expériences ont aussi soulevé l'existence d'un seuil dans l'amplitude du forçage au-delà duquel l'apex du cône est incisé (apex de l'expérience ES10 non incisé, alors que celui de l'expérience ES12 est profondément incisé). Il n'a pas été possible de caractériser ce seuil. Il faudrait analyser la relation entre le volume disponible avant le forçage et le volume sédimentaire produit par la zone en érosion à la suite du forçage. Cela permettrait d'identifier s'il est nécessaire d'inciser l'apex du cône pour créer une pente d'équilibre en relation avec les nouveaux flux sédimentaires et flux d'eau.

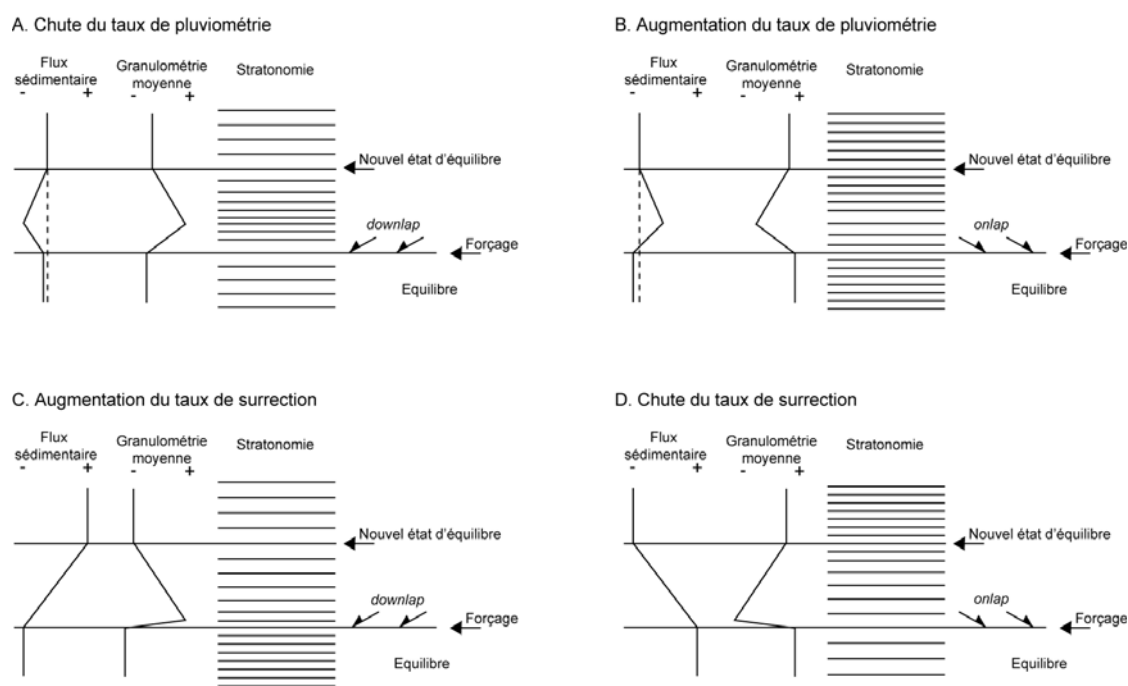


Figure IV-54 : Discrimination du forçage à partir de l'analyse des géométries (*downlap*, *onlap*, *stratonomie*), de la granulométrie moyenne des dépôts et des bilans volumétriques. Voir le texte pour plus de détails.

D'autres points, qui n'ont pas été développés dans ce manuscrit, seraient également intéressants à analyser. L'évolution de la largeur du chenal principal dans la zone en érosion en fonction du taux de surrection, l'évolution de la largeur des zones C en fonction du flux sédimentaire ou encore celles des

superficielles des zones Nc, C, T et Co en fonction de la surface du cône seraient des études envisageables à partir de la base de données présentée dans ce manuscrit. Il serait aussi intéressant d'identifier si ces largeurs peuvent renseigner sur l'état dynamique du relief (croissance ou équilibre).

Cette approche permet de proposer **une loi traduisant la dynamique du flux sédimentaire en relation avec la croissance du réseau hydrographique**. Alors que dans la plupart des simulateurs stratigraphiques, le flux est considéré constant ou évolue de manière discontinue, il serait intéressant de tester une telle loi en entrée d'un simulateur comme DIONISOS afin de tester l'influence de cette évolution sur l'architecture stratigraphique. Une loi de comportement sensiblement équivalente (en loi exponentielle) traduisant la croissance du réseau hydrographique a été utilisée sur un exemple naturel aux Appalaches (EU) afin de déconvoluer l'enregistrement sédimentaire en termes de bilans d'érosion (Pazzaglia & Brandon, 1996). Cette approche a permis d'identifier des temps de réponse et de discuter de l'influence relative des facteurs tectoniques et climatiques sur les bilans érosion-sédimentation. Une telle approche devrait être envisagée dans le futur pour identifier les échelles de temps et d'espace de l'enregistrement de la dynamique du flux sur l'exemple de Corinthe (dernier 600 ky).

La réalisation de nouvelles expériences et l'amélioration du dispositif sont à prévoir. A court terme, une expérience avec un faible taux de surrection (2 ou 3mm/h) et un taux de pluviométrie constant (80mm/h) devrait être réalisée et maintenue aussi longtemps que possible pour identifier la phase finale d'évolution des expériences. Il sera donc possible de savoir si à terme, le cône est obligé, ou pas de prograder et d'être incisé en permanence au niveau de l'apex pour maintenir un état d'équilibre. Cette expérience s'inscrirait dans le prolongement des travaux de Hooke (1967), Macke (1976), et Weaver (1984), et permettrait de décrire quantitativement ce phénomène.

Ensuite, des expériences sur d'autres gammes de pluviométrie devraient permettre de mieux contraindre l'influence de la pluviométrie sur les différents temps caractéristiques du système. Des expériences sur d'autres gammes de forçages devraient aussi permettre de caractériser l'évolution des temps de réponse et par là même, la loi d'érosion propre au système. A partir de ces observations complémentaires, un développement numérique devrait permettre d'explorer le comportement du système dans des gammes de paramètres inaccessibles en laboratoire.

A plus long terme, l'utilisation de granulométries différentes et de mélanges granulométriques respectant un comportement proche des systèmes naturels (ségrégation, granoclassement) devrait permettre de trouver des coefficients de dimensionnement permettant d'appliquer les résultats expérimentaux aux systèmes naturels de manière plus directe.

Ces expériences ne prétendent pas résoudre la complexité des systèmes naturels pour de longues périodes de temps. Cependant, elles permettent (1) de comprendre la réponse du système sédimentaire et du bassin versant face à des fluctuations de paramètres bien contraints et (2) de réaliser des tests sur des facteurs de contrôle indépendants. Ces modèles sont donc utiles pour établir un cadre schématique clair visant à hiérarchiser les indices observés dans l'architecture stratigraphique des systèmes naturels.

Conclusion

L'objectif de ce travail de thèse était de caractériser l'évolution du flux sédimentaire sur un cas naturel bien contraint, la marge sud du golfe de Corinthe, afin de pouvoir discuter des facteurs de contrôle de ce flux et de leurs enregistrements dans le signal sédimentaire. La démarche qui a été entreprise pour aborder cette question, comporte trois phases :

- **L'acquisition de données de terrain**, sur la marge sud du golfe de Corinthe, a permis (1) de répondre à des questions propres à l'évolution du golfe de Corinthe comme son évolution paléoenvironnementale, mais aussi (2) d'établir une base de donnée géologique dans un contexte climatique et eustatique bien contraint.
- **Les simulations numériques** stratigraphiques ont ensuite permis (1) de valider le modèle d'évolution tectono-sédimentaire établi à partir de l'étude de terrain, (2) de quantifier les flux sédimentaires au cours de l'évolution du rift et (3) de discuter des facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique à différentes échelles de temps et d'espace.
- **Les modélisations expérimentales** ont permis de discuter (1) des facteurs de contrôle des flux sédimentaires et (2) de leurs enregistrements dans les corps sédimentaires.

Ce travail permet ainsi de proposer des avancées concernant tout d'abord le golfe de Corinthe, mais aussi la relation entre flux sédimentaire et architecture stratigraphique, aussi bien à l'**échelle du remplissage d'un bassin sédimentaire** qu'à l'**échelle du corps sédimentaire**. Ces conclusions peuvent être regroupées en trois grands ensembles : (1) la relation entre les flux sédimentaires et l'architecture stratigraphique à l'échelle de la marge, (2) la relation entre les flux sédimentaires et l'architecture stratigraphique des Gilbert-type fan deltas et (3) la relation entre les flux sédimentaires et les cônes alluviaux expérimentaux.

Architecture stratigraphique du rift de Corinthe et flux sédimentaires

Le cas d'étude traité au cours de ce travail est la marge sud du golfe de Corinthe. De nombreuses controverses existaient quant à l'âge et aux modèles d'évolution du golfe de Corinthe, principalement en raison d'un manque de données géologiques, notamment stratigraphiques, permettant de valider ou d'invalider certaines hypothèses. Ce travail a permis d'**établir trois éléments majeurs nouveaux**, à la base du modèle d'évolution proposé pour la zone d'étude :

- **Une succession lithostratigraphique type**, qui découpe le remplissage du bassin en trois grands groupes : le groupe inférieur (Lower Group) qui regroupe la Formation d'Exochi, la Formation de Valimi et la Formation d'Aiges, le groupe intermédiaire (Middle Group) et le groupe supérieur (Upper Group) ;

- **Une carte géologique originale (structure, association de faciès)**, qui propose pour la première fois une vraie charte lithostratigraphique et chronostratigraphique, à laquelle s'ajoute une représentation de l'ensemble des éléments géomorphologiques permettant de caractériser l'histoire de la surrection de la marge ;
- **Un schéma chronostratigraphique**, dont les datations sont basées sur une approche palynologique, et qui s'intègre dans un cadre climatique et tectonique bien contraint.

Ces données permettent alors de proposer un modèle d'évolution tectono-sédimentaire de la partie centrale de la marge sud du golfe de Corinthe qui a été **validé et quantifié à l'aide de modèle numérique DIONISOS**.

Initiation du rift (« Pliocène supérieur » à ~1,5 Ma).

Le Lower Group enregistre l'initiation du rifting (Exochi Fm) et l'ennoiement progressif du rift (Valimi Fm). La marge est découpée en trois blocs basculés de 5 à 8 km de large. L'ensemble des failles sont actives, et permettent l'accumulation de plus de 1000 de sédiments en pied de faille.

La base du remplissage (Exochi Fm) est caractérisée par des environnements continentaux de cônes alluviaux et de petits lacs (bathymétrie < 40 m), qui passent verticalement, de manière progressive, à des systèmes fluviaux et deltaïques (Valimi Fm) présentant occasionnellement des indices marins, qui ont été identifiés ici pour la première fois. Le rift est progressivement ennoyé par l'Est, où des faciès carbonatés peuvent se développer localement en tête de bloc basculé (Faille de Xylokastró). Une cyclicité de haute fréquence (5 à 20 m) est surimposée à la tendance globalement transgressive, à mettre en relation avec les variations climato-eustatiques du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur. La base du remplissage n'est pas bien datée, et est sensiblement pliocène supérieure.

Les simulations numériques 2D montrent que l'ennoiement du rift ne peut être uniquement contrôlé par les variations eustatiques et que l'évolution spatiale de la vitesse de subsidence permet d'expliquer l'ennoiement du rift.

Le « Climax » du rift et la migration de l'activité des failles (Pléistocène inférieur à moyen ~1,5 à 0,6 Ma).

Le Middle Group correspond à des Gilbert-type fan deltas géants (forseets jusqu'à 500 m d'amplitude) qui progradent dans une étendue d'eau alternativement marine ou lacustre. La progradation du Middle Group est découpée en quatre grandes séquences qui montrent dans un premier temps une tendance aggradante, puis dans un second temps une tendance aggrado-progradante et enfin une tendance en progradation pure. Cette progradation est associée à une migration de l'activité des failles associée au développement de structure en *roll-over* créant localement plus de 1000 m d'espace disponible. Les failles sont progressivement scellées du sud vers le nord.

Les simulations stratigraphiques en 2D ont montré que la transition entre Lower Group et Middle Group est marquée par une augmentation du flux sédimentaire (de 116 à 293 km³/Ma), une augmentation du taux de subsidence (de 830 à 1250 m/Ma) et une diminution du flux d'eau (de 300 à 30 m³/s). Alors que le changement de subsidence correspond à un réarrangement structural du rift, de telles variations dans le flux d'eau et le flux sédimentaire peuvent être reliées à la Mid-Pléistocène Révolution (MPR), qui correspond à un changement climatique majeur au Pléistocène (~0,9 Ma). L'architecture stratigraphique de la progradation du Middle Group est principalement contrôlée par l'évolution structurale du rift, qui correspond à une migration vers le bassin (*hanging wall*) de l'activité des failles majeures.

Surrection de la marge (Pléistocène moyen à supérieur ~0,6 Ma à l'actuel).

L'Upper Group enregistre ensuite la surrection de la marge sud du golfe de Corinthe, et l'accélération de la migration vers le nord du dépôt centre à partir de ~0,6 Ma. L'Upper Group correspond à des sols rouges, des dépôts de pentes dans le sud de la zone d'étude et des Gilbert-type fan deltas et des terrasses marines dans le nord de la zone d'étude. Ces dépôts sont étagés le long de la côte actuelle traduisant la surrection de la marge du golfe de Corinthe depuis la dernière ligne de côte du Middle Group actuellement perchée à ~1100 m. Seules les failles situées le long de la côte actuelle restent actives.

Sur la zone d'étude, **les flux sédimentaires chutent drastiquement** (divisés par un facteur 10) en raison de l'inversion des bassins versants et de la capture des flux dans la dépression endoréique de Feneos au Sud.

Architecture stratigraphique des Gilbert-type fan deltas et flux sédimentaires

Un autre résultat majeur de l'étude de terrain est le développement d'un **modèle de dépôt complet des Gilbert-type fan deltas géants** illustrant le partitionnement volumétrique en réponse aux fluctuations du rapport entre Accommodation A et Flux sédimentaire S (Article 2 du Chapitre II). Ce modèle permet de relier pour la première fois les faciès et associations de faciès avec l'organisation géométrique du Gilbert-type fan delta depuis les faciès les plus proximaux, jusqu'aux systèmes turbiditiques. Trois grandes organisation géométriques ont été reconnues, avec :

- **Un système en progradation pure**, où (1) les topsets sont absents, (2) les foresets très massif et très développés, et (3) les bottomsets et le système turbiditique sont très développés ;
- **Un système en rétrogradation**, où (1) la zone de topset est caractérisée par de petits Gilbert-type fan deltas (5 à 20 m) amalgamés, (2) les foresets et bottomsets sont quasi absents et (3) le système turbiditique sableux se développe en on-lap sur la morphologie préexistante du Gilbert-type fan delta. Des faciès carbonatés et des faciès de transit peuvent alors se développer dans les topsets ;
- **Un système en aggradation-progradation**, où (1) les topsets sont massifs et en continuité directe avec les foresets alors que (2) les bottomsets et le système turbiditique sont relativement peu développés.

Les simulations numériques 2D effectuées à cette échelle, montrent que **les géométries induites par des fluctuations eustatiques sont difficilement reproductibles à l'aide de fluctuations du flux sédimentaire ou de la vitesse de subsidence**. En effet, les cycles eustatiques de 120 m d'amplitude et de 120 ky du Pléistocène engendrent une migration de la ligne de côte de plusieurs kilomètres qui n'a pu être restaurée à l'aide de variation, même extrêmes, du flux sédimentaire ou de la vitesse de subsidence.

Ces simulations montrent aussi que les géométries de faible amplitude (< 10 m) et de faible empiètement (< 200 m), ne peuvent être inversées pour déterminer le facteur de contrôle à leur origine. **Sur les courtes périodes de temps (1 à 10 ky) et d'espace (quelques mètres), il ne semble pas envisageable de discriminer les facteurs de contrôle de l'architecture stratigraphique et encore moins du flux sédimentaire dans les Gilbert-type fan deltas du golfe de Corinthe.**

Les simulations ont aussi soulevé un point de faiblesse dans l'utilisation du rapport entre Accommodation A et flux sédimentaire S pour la description des architectures stratigraphiques à l'échelle du corps sédimentaire. Pour des valeurs constantes d'accommodation A et de flux sédimentaire S, et donc pour un rapport entre Accommodation A et Flux sédimentaire S constant, l'architecture stratigraphique d'un Gilbert-type fan delta peut présenter successivement une phase de progradation, une phase d'aggradation et même une phase de rétrogradation. Ce phénomène avait déjà été identifié (e.g. Hardy et

al., 1994) et devra être étudié dans le futur pour caractériser le facteur de contrôle d'un tel comportement, aussi bien pour ces corps sédimentaires que pour d'autres types de deltas. Il faudrait tester à l'aide de DIONISOS l'influence de la fonction de transfert et de dépôt (par l'intermédiaire du coefficient de diffusion) sur ce phénomène afin d'identifier les valeurs seuils, les temps de réponse et le poids relatif d'un tel phénomène par rapport à d'autres forçages.

Cônes alluviaux expérimentaux et flux sédimentaires

L'approche expérimentale a été développée afin d'identifier l'influence relative des facteurs de contrôle du flux sédimentaire et de leurs enregistrements dans un corps sédimentaire de type cône alluvial. Ces expériences ne prétendent pas résoudre la complexité des systèmes naturels, et ne cherchent pas à reproduire l'évolution du golfe de Corinthe. Cette approche originale, vise avant tout à caractériser l'évolution comportementale de différents paramètres (flux de sédiment, pente...) et à hiérarchiser les indices observés dans l'architecture stratigraphique des systèmes naturels en vue d'inverser le signal sédimentaire. **Trois avancées majeures** découlent de cette approche :

- **Les cônes alluviaux expérimentaux enregistrent la dynamique des flux sédimentaires** en relation avec la croissance du réseau hydrographique,

La pente et la surface des cônes expérimentaux suivent des lois d'évolution de mêmes natures que respectivement l'altitude moyenne relative du bassin versant et le flux sédimentaire. Le couple pente et surface du cône est un bon indicateur de l'état dynamique du cône mais aussi du bassin versant. L'étude de ces paramètres permet d'**identifier théoriquement la dynamique du flux sédimentaire** en relation avec la croissance du réseau hydrographique dans les corps sédimentaires.

- **Le signal sédimentaire enregistré dans les cônes expérimentaux permet de discriminer les facteurs de contrôle du système,**

L'architecture des cônes expérimentaux dépend au premier ordre du **rapport entre flux sédimentaire et flux d'eau**. L'étude de ce rapport permet donc de remonter à la vitesse de surrection relative et à la pluviométrie, qui sont respectivement les facteurs de contrôle du flux sédimentaire et du flux d'eau.

Une augmentation du taux de pluviométrie se traduit par une augmentation du flux d'eau et donc une augmentation de la capacité de transport des écoulements. Le cône présente alors une pente plus faible. Une diminution du taux de pluviométrie entraîne le phénomène inverse avec une augmentation de la pente. Dans les deux cas, le flux sédimentaire est perturbé suite à la fluctuation de pluviométrie et tend à s'équilibrer de nouveau autour de la valeur guidée par l'évolution long terme du taux de surrection relative (équilibre dynamique).

Une augmentation de la vitesse de surrection se traduit par une augmentation du flux sédimentaire et donc une diminution de la capacité de transport des écoulements. Le cône présente alors une pente plus forte. Une diminution de la vitesse de surrection entraîne le phénomène inverse avec une diminution de la pente.

Il y a convergence entre les géométries induites par une diminution de pluviométrie et une augmentation de vitesse de surrection. Cependant, l'**identification de ces géométries** (*downlap*, *onlap*, *stratonomie*) et la **réalisation d'un bilan volumétrique** visant à caractériser les flux sédimentaires permet de **discriminer les facteurs à l'origine de ces géométries**.

- **Une loi de comportement a pu être établit entre flux sédimentaire, vitesse de surrection et taille de bassin versant.**

Ces expériences ont permis de proposer **une formulation pour le flux sédimentaire** qui dépend de l'évolution de la vitesse de surrection relative et de l'aire drainée au cours du temps.

$$Q_s(t) = U_r(t)A(1 - e^{\frac{-t}{\tau}})$$

Le temps caractéristique du système qui intervient dans cette relation dépend du taux de surrection (loi puissance négative) et du taux de pluviométrie. Ce temps caractéristique semble aussi être dépendant de l'amplitude des variations que ce soit pour un changement de pluviométrie ou un changement de vitesse de surrection

Perspectives

Le Golfe de Corinthe

Datation Les ordres de grandeur des paramètres et de leurs variations comme le flux de sédiment sont intrinsèquement reliés au modèle d'âge. Ces valeurs de flux sédimentaire ou de vitesse de subsidence, déterminées par l'étude de terrain et calibrées par simulation numérique, sont cohérentes avec celles des systèmes actuels actifs dans le golfe de Corinthe. Néanmoins, un plus grand nombre de datation, ayant une résolution plus forte, serait véritablement nécessaire pour pouvoir discuter avec précision des facteurs de contrôle du flux sédimentaire et de l'architecture stratigraphique.

La **palynologie** est probablement la meilleure méthode pour dater de tels environnements de dépôt. Couplée avec une **étude magnétostratigraphique**, ces approches devraient permettre de contraindre plus précisément le modèle d'âge. Il faudrait donc envisager une **étude systématique** sur une coupe de référence propice à ce type d'analyse (facies fins), pour améliorer le schéma chronostratigraphique.

Bilan sédimentaire Une étude des profils sismiques sur les derniers 120 ky couplée à une étude géomorphologique des reliefs du golfe de Corinthe actuel serait aussi à envisager pour tester la variabilité des flux sur de telles échelle de temps, à l'image des travaux de Collier et al. (2000). Les données sismiques disponibles dans la littérature devraient permettre de réaliser un tel bilan sédimentaire.

Modélisation 3D Une étude par simulation numérique en 3D (DIONISOS) et étendue à l'ensemble de la marge sud serait aussi très intéressante car elle permettrait de discuter de la variation spatiale et temporelle des flux sédimentaires et de l'enregistrement du flux en fonction de l'évolution du style tectonique (taille des blocs, vitesse de subsidence, chronologie de la déformation). Dans un premier temps, il faudrait s'intéresser uniquement à la période du Middle Group qui est la mieux en termes d'âges, de géométries, de nombre et de localisation des points sources. Ensuite, les modélisations pourraient être étendues à l'ensemble du remplissage en faisant des hypothèses sur le nombre et la localisation des points sources.

La modélisation expérimentale

La modélisation expérimentale s'est révélée très prometteuse pour caractériser l'évolution dynamique des flux sédimentaires et pour développer des nouveaux arguments pour inverser le signal sédimentaire. Il serait nécessaire de mettre en œuvre ce dispositif dans un futur proche pour répondre à quatre questions :

- Quelle **influence le taux de pluviométrie (précipitation)** a-t-il sur la dynamique de l'érosion et de la sédimentation (temps de réponse, taille des morphologies) ?

Cette étude permettrait de mieux caractériser la loi de comportement de la dynamique du flux et de développer de nouveaux arguments pour transférer les résultats des expériences aux systèmes naturels. Il faudrait donc réaliser des expériences dans la suite du jeu des trois expériences déjà réalisées avec un taux de surrection de $U = 5 \text{ mm/h}$.

- Comment le **cône expérimental évolue sur de très longues périodes de temps durant sa phase d'équilibre dynamique** ?

Cette étude permettrait de mieux contraindre l'évolution de l'exutoire et donc de la dynamique du couple érosion-sédimentation. Il s'agirait d'identifier si la pente du cône peut connaître une phase de décroissance au-delà d'une valeur seuil et si le cône peut accentuer les processus d'érosion dans les bassins versants.

- Quelle **influence un niveau de base « marin » ou « lacustre » a-t-il sur l'évolution dynamique du couple bassin versant / cône expérimental** ?

Cette étude devrait permettre de caractériser l'évolution dynamique de ce qui est traditionnellement considéré comme le niveau de base de référence (niveau marin ou lacustre) en relation avec le niveau de base géomorphologique (l'exutoire qui correspond à la transition entre zone en érosion et zone en sédimentation). Cette étude devrait permettre de caractériser en terme d'amplitude et de phase, l'influence du niveau de base marin (ou lacustre) sur la dynamique de l'érosion et de sédimentation dans les bassins versants et les systèmes fluviaux.

- Quelle **influence l'érodabilité des roches du bassin versant a-t-elle sur la dynamique de l'érosion et de la sédimentation** ?

Cette question devrait permettre de mieux caractériser l'influence de ce paramètre – érodabilité- qui reste encore très floue dans les systèmes naturels et difficilement quantifiable. Il faudrait réaliser de nouvelles expériences avec les mêmes jeux de paramètres que dans ce travail, mais avec un matériau différent soit plus grossier, soit moins dense, ou même encore avec des mélanges granulométriques. La loi de comportement de la dynamique du flux serait alors mieux contrainte.

D'autres questions pourraient être abordées à l'aide de dispositifs expérimentaux dédiés à l'étude des fonctions de transfert entre le bassin versant et le bassin sédimentaire, suite aux résultats de nos travaux. Il s'agirait d'étudier l'influence de la dynamique du flux sédimentaire en réponse à la croissance d'un relief, sur la dynamique de la zone de transfert (érosion, dépôt, période de stockage).

Cônes alluviaux, flux sédimentaires et niveau de base

Un des premiers points qu'il semble nécessaire d'étudier à la suite des modélisations expérimentales, est **l'identification de l'état dynamique des reliefs en fonction des paramètres morphologiques des cônes alluviaux sur les systèmes naturels**. L'approche expérimentale montre qu'il est théoriquement possible d'identifier si le relief est en phase de croissance ou s'il est en phase d'équilibre à partir de l'étude combinée de la pente et de la surface du cône. Une base de données des cônes naturels est en cours de réalisation en vue de transférer les résultats expérimentaux aux systèmes naturels. Cette approche offrirait ainsi une alternative pour décrire l'état dynamique d'un relief par rapport aux études géomorphologiques traditionnelles sur les bassins versants (relation pente/aire drainée...).

Dans un second temps, il faudrait tester la **transférabilité des observations** tirées des expériences aux systèmes naturels, en utilisant **une approche numérique**. L'objectif serait de tester les lois déterminées au cours de ces travaux à l'aide de DIONISOS pour tenter de quantifier les ordres de grandeurs des temps caractéristiques, mais aussi des variabilités de flux sédimentaires en fonction des échelles de temps. Il s'agirait de tester différentes lois exponentielles de croissance du flux sédimentaire afin de trouver des arguments géométriques dans les corps sédimentaires permettant d'inverser le signal sédimentaire. Parallèlement, ces travaux à l'aide de DIONISOS pourraient être comparés à des modélisations à l'aide des codes EROS (Crave & Davy, 2001), CASCADE (Braun & Sambridge, 1997) ou APERO (Carretier & Lucazeau, 2005) pour valider les résultats obtenus.

Enfin, ces différents codes numériques devraient être utilisés pour **étudier la dynamique de l'exutoire en relation avec celle d'un niveau de base « marin » ou « lacustre »**. L'avantage par rapport à l'approche expérimentale serait de pouvoir étendre les tests à différents environnements de dépôts comme des deltas ou des estuaires, et sur de plus larges gammes de paramètres directement compatibles avec les systèmes naturels.

Echantillons zone d'Evrostini				
n°	Z (m)	lithologie	commentaire	analyses effectuées
E01	250	silt gris beige	gastéropodes, planorbidés	lavage
E02	270	argile rouge et croute carbonatée		RX IGAL
E03	170	silt gris bioturbé	Adelina elegans végétaux	RE, lavage
E04	400	argile/silt marron		lavage
E05	280	argile/silt beige	aspect bitumineux	RE
E06	280	argile/silt beige		RE
E07	280	argile verte-noire (versicolore)	aspect bitumineux	RE
E08	600	argile noire et versicolore à graviers		RX IGAL
E09	680	argile rouge à microgalets	remplissage d'incisions affectant l'Evrostini	lavage, pollen, RX IPGS
E10	980	argile silteuse verdâtre / marron		RX IGAL
E11	630	silt et argile rouge beige, mégablocs	paleo-cascade sur escarpement de faille	RX IGAL
E12	660	argile rouge à graviers		RX IPGS
E13	1000	travertins	algues	lavage, lame mince
E14	950	grainstone	trace d'oxyde	lame mince
E15	1030	grainstone	débris d'ostréidés, algues rouges	lame mince
E16	1020	grainstone	comme E06/E07	RE
E17	320	argile versicolore et silt beige	micro-gastéropodes	lavage, RE
E18	820	argile beige		lavage
E19	820	argile-silt gris beige	dans des niveaux sableux faiblement induré	lame mince
E20	570	grès beige		RE
E21	580	lignite et écorce	Adelina elegans	RE, lavage
E22	590	argile grise beige		RE
E23	610	argile grise beige	bivalves, Adelina elegans	lavage
E24	610	lignite et écorce		lavage
E25	620	sable beige		
E101	780	silt beige	hydrobie, planorbidés	lavage
E102	790	argile - silt gris beige		pollen, lavage
E103	770	argile - silt gris beige à gastéro mm	lavage, RX IPGS	lavage
E104	780	argile - silt gris beige		pollen, lavage, ERAD
E105	785	grès à matrice calcaire	lavage	lavage
E106	840	argile - silt gris beige		pollen, lavage
E107	940	argile blanchâtre	pollen, lavage	lavage
E108	700	argile marron-noire		lavage, RE
E109	710	silt - argile rougeâtre sombre	pollen, RE, lavage	lavage
E110	710	argile noire		lavage, RE
E111	1180	silt - argile rougeâtre sombre	corps récent de la plaine de Perithori	pollen, RE, lavage
E112	1450	mélange silt-argile noire-beige		pollen, lavage
E113	1450	nodule carbonaté pédogénétique	faciès ambiguë de la barre massive	pollen, lavage
E114	1400	argile noire à micro-gastéropodes		pollen, lavage
E115	690	charbon et argile	plan de faille	RE, RX IPGS
E116	800	silt rougeâtre sombre		lavage, RE
E117	550	écorce	traces verticales rougeâtres	lame mince
E118	530	argile - silt gris		RE
E119	800	argile noire	RE	pollen, lavage
E120	180	argile noire		RE, RX IPGS
E121	180	lignite	pollen, RE	lavage, RE
E122	180	marno-calcaire blanchâtre		lavage, RE
P101	635	argile marron-noire	végétaux	pollen, RE, lavage
P102	650	brèche argileuse		RE
P103	670	argile noire	végétaux, Theodoxus, gastéropodes...	lavage
P104	670	lignite		lame mince
P105	700	argile noire et lignite	plan de faille	lavage
P106	720	argile noire et lignite		lavage
P107	720	argile noire et lignite	algue verte, algue rouge	lame mince
P108	750	argile noire et lignite		lame mince
P109	780	argile marron-noire	algue verte, algue rouge	lame mince
P110	590	argile grise		lame mince
P111	590	lignite et écorce		
E201	700	argile silteuse grise-bleue	plan de faille	lavage
E202	800	conglomérat bréchifié		lame mince
P301	700	argile grise-bleue	algue verte, algue rouge	lavage
P302	700	argile varvée		lavage
E301	1030	grainstone	algue verte, algue rouge	lame mince
E302	1030	grainstone		lame mince

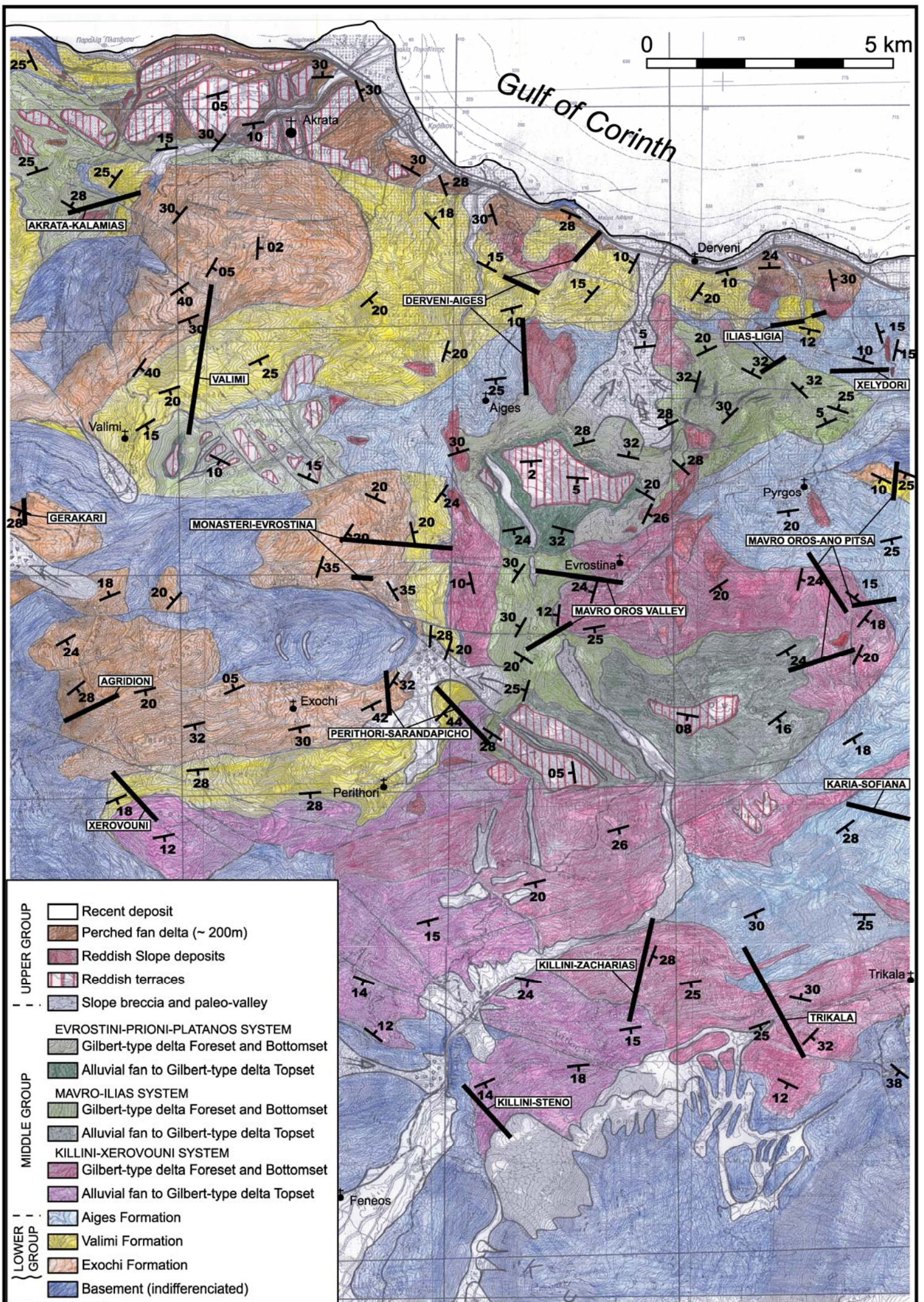
Echantillons zone de Kullini				
n°	Z (m)	lithologie	commentaire	analyses effectuées
K01	1020	argile beige à versicolore	débris végétaux	RE
K02	1360	argile silteuse beige à grise bioturbée		lavage
K03	1280	argile silteuse gris beige	micro-gastéropodes	lavage, RE
K04	1250	argile beige finement litée		lavage
K101	1240	lignite et écorce	terrasse en discordance	RE
K102	1240	argile noire-marron		RE
K103	1240	argile noire-marron	terrasse en discordance, micro-gastéropodes	pollen, RE
K104	1020	argile gris-beige		pollen, lavage
K105	1400	argile grise	débris végétaux, lignite	lavage
K106	1300	argile grise plastique		pollen
K107	1300	argile-silt gris-beige	débris végétaux, lignite	pollen, lavage
K108	1300	argile varvée beige		pollen, lavage
K201	950	carbonate cisailé	plan de faille	lame mince
K202	670	stalactite et travertin		lavage
K203	600	argile blanche à beige		

Récapitulatif des échantillons et des analyses effectuées. La zone grisée indique qu'une fraction de l'échantillon est encore disponible pour des analyses complémentaires.

Echantillons zone d'Akrata				
n°	Z (m)	lithologie	commentaire	analyses effectuées
A101	290	lignite		
A102	30	grès moyen bioturbé		lame mince
A103	300	grès grossier bioclastique	faune remaniée, lumachelle, <i>Adelina elegans</i>	lavage, pollen

Echantillons zone d'Ilias				
n°	Z (m)	lithologie	commentaire	manip
I01	100	lignite et écorce	nombreuses séquence avec solifluation	RE
I02	140	argile silteuse beige jaunâtre	niveau varvé, bioturbation	lavage, RE
I03ab	440	argile versicolore et silt-sable fin gris	trace d'oxyde, <i>Theodoxus</i> sp. (comme I13)	lavage, pollen, RE
I04	440	lignite et écorce	trace de soufre	RE
I05	600	silt gris beige	sous limite de séquence dans la décharge	lavage
I06	540	silt beige	ostracodes	lavage
I07	560	silt beige finement lité	rares ostracodes	lavage
I08	320	argile silteuse beige et argile noire	remanie faune gastéro	RE
I09	340	silt et sable fin beige et gris	pas de faune	lavage
I10	340	silt argileux blanc beige	pas de faune	lavage
I11	310	sable fin à silt gris	riche en débris de gastéropode	lavage
I12	300	silt argileux blanc beige	ostracodes	lavage, RE
I13	450	argile beige-bleue	<i>Theodoxus</i> sp., ostracodes, trace d'oxyde	lavage, pollen
SJ1	110	argile jaunâtre	débris de végétaux	lavage, RE
SJ2	110	silt gris - argile beige		pollen, RE
SJ3	110	argile grise	végétaux, trace d'oxyde, gypse	lavage, pollen, RE
SJ4	110	lignite, végétaux, écorces		pollen, RE
SJ5	110	argile grise	faciès proche SJ3, plus riche en carbonate	RE
SJ6	110	argile grise-blanchâtre	végétaux	pollen, RE
SJ7	110	argile grise	gypse, proche SJ3	RE
SJ8	115	argile grise-bleue	<i>Dressencia</i> , <i>Paludine</i> , gros gastéropodes	lavage, pollen, RE
SJ9	115	argile grise-beige	végétaux, proche SJ1	lavage, RE
SJ10	115	argile grise à gastéropodes		lavage, RE
SJ11	120	argile-silt gris-beige	trace de racine	pollen, RE
SJ12	120	argile, lignite, végétaux	trace de soufre	RE
I101	215	argile blanchâtre homogène		lavage
I102	320	argile grise-beige bioturbée	faciès à ride bien exprimée	lavage
I103	310	argile rouge et débris de charbon	incision dans système turbiditique	
I104	320	argile grise bioturbée		lavage
I105	470	argile silteuse noire	bioturbation	lavage
I106	90	sable fin à silt gris	fragment de cardium, gastéropodes, bivalves	lavage
I201	340	argile verdâtre		lavage, RE
I202	280	argile noire et beige en lentille	cisaillement sur plusieurs dizaines de mètres	RE
I203	220	argile noire, grès et lignite	cisaillement sur plusieurs dizaines de mètres	lame mince, RE
I301	145	argile silteuse beige jaunâtre	comme I02	lavage
I302	145	argile silteuse beige jaunâtre	comme I02	lavage
I303	145	argile silteuse beige jaunâtre	comme I02	lavage
I304	145	argile silteuse beige jaunâtre	comme I02	lavage
I305	145	argile silteuse beige jaunâtre	comme I02	lavage
I306	145	argile silteuse beige jaunâtre	comme I02	lavage

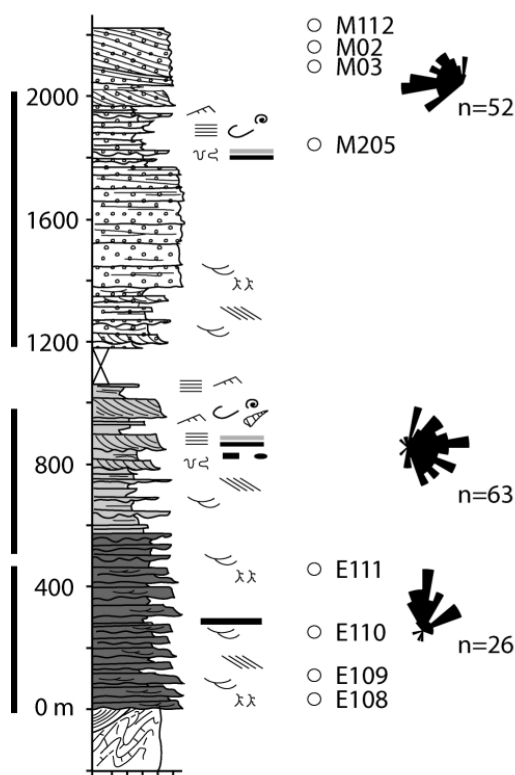
Echantillons zone de Mavro				
n°	Z (m)	lithologie	commentaire	analyses effectuées
M01	1200	argile silteuse beige		lavage, RE
M02	1350	argile silteuse beige grisâtre		pollen
M03	1290	calcaire beige	<i>Theodoxus</i> sp.	lame mince
M04a	1120	silt à calcaire varvés gris beige à blanchâtre		
M04b	1120	calcaire blanchâtre	bivalves	lame mince
M04c	1120	argile à silt gris foncés		RE, pollen
M05	1050	calcaire beige	bivalves	lame mince
M06	780	argile silteuse blanchâtre		lavage, RE
M07	740	silt gris bioturbé	débris végétaux	lavage
M101	1150	argile silteuse homogène		lavage, pollen, RE, RX IPGS
M102	650	argile silteuse grisâtre homogène		lavage, pollen
M103	600	argile silteuse grisâtre homogène		lavage, pollen
M104	970	argile grisâtre bioturbée	figure de charge	lavage
M105	970	argile blanchâtre laminée	indice de marée?	lavage, RX IPGS
M106	1100	argile silteuse blanchâtre		lavage
M107	630	grainstone	coraux, trace de feuille, bivalve, gastéropode...	lame mince
M108	615	argile - calcaire blanchâtre varvé		lavage
M109	615	grainstone	Gastéropodes	lame mince
M110	850	argile silteuse blanchâtre homogène		lavage
M111	700	calcaire pisolithique		lame mince
M112	1240	grès grossier		lame mince
M113	1280	argile noire cisailée	plan de faille	RE, RX IPGS
M114	1160	argile silteuse beige-jaunâtre		lavage
M201	570	grès fin rougeâtre		lavage
M202	650	argile silteuse noire	trace de racine et carbonate	lavage, pollen, RE
M203	880	silt et marnes blanchâtres	trace de feuilles, charbon, gastéropodes	lavage, pollen, RE
M204	800	argile blanchâtre	OM	lavage
M205	1050	grès carbonaté beige	ostracodes, gastéropodes	lame mince



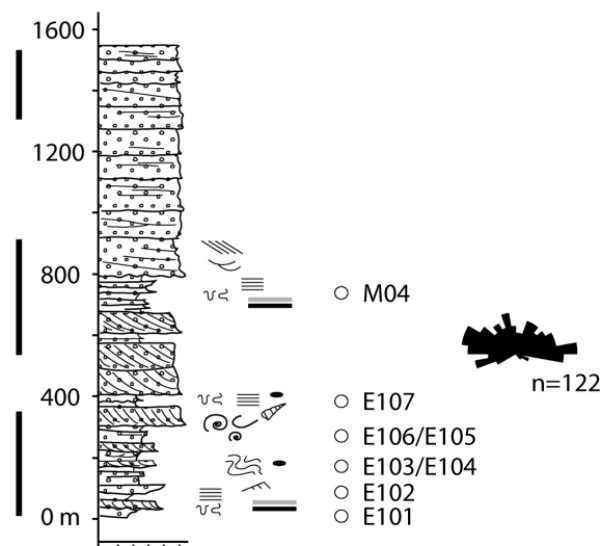
	Litage plan horizontal		Litage de faible angle		Débris de coquille
	Litage oblique arqué		Litage entrecroisé en creux		Débris végétaux
	Litage oblique tabulaire		Litage entrecroisé en mamelons		Adelina elegans
	Litage oblique sigmoïdale		Gastéropodes (Hydrobie...)		Bioturbation
	Ride de courant		Gastéropodes (Paludine, Theodoxus...)		Galet d'argile
	Ride de courant grimpante		Direction de courant moyenne		Débris de bois brûlés
	Méga-ondulation		Figure de charge		Nodule (Pyr., Sid.)
	Glissement (slumping)		Ostracode		Carbonate
	Litage oblique sigmoïdale géant		Bioturbation "Ophiomorpha"		Dolomite
	Litage ondulé		Trace de racines		Gypse
	Bivalves (Lucine, Corbicula, Dressencia...)				Charbon et bois brûlés

Légende des coupes sédimentologiques. Les cinq classes granulométriques utilisées dans la représentation des coupes sédimentologiques correspondent : (1) aux argiles, (2) aux silts, (3) aux sables, (4) aux sables très grossiers et aux graviers, et enfin (5) aux conglomérats.

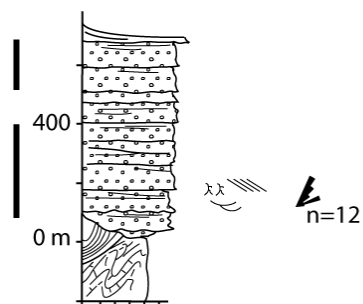
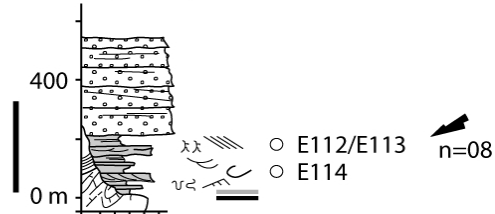
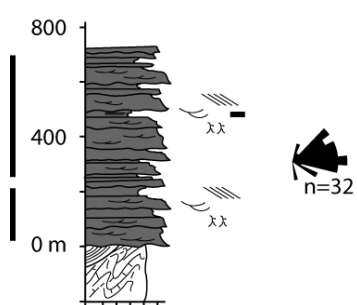
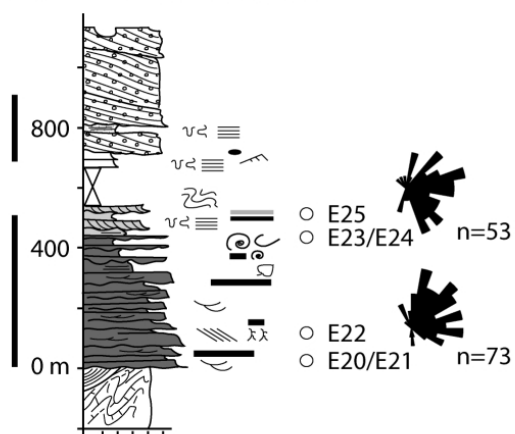
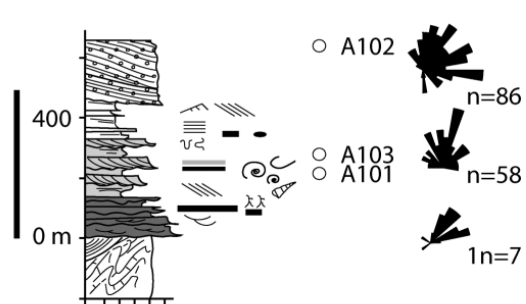
PERITHORI - SARANDAPICHO

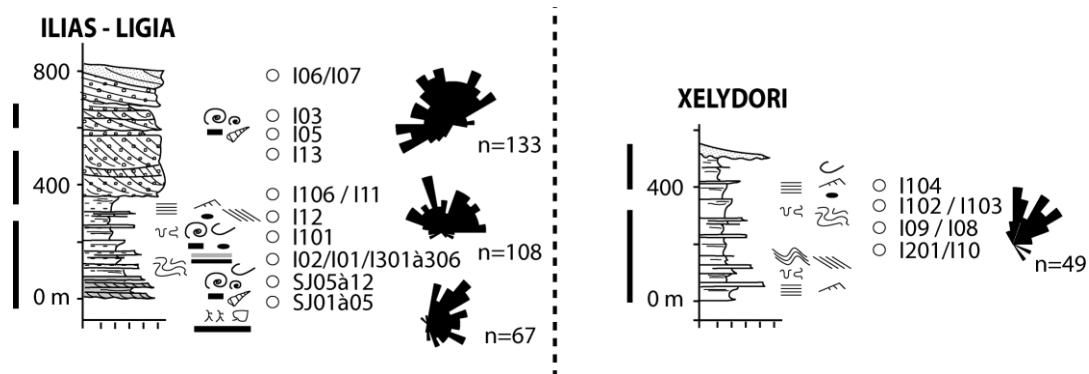


MAVRO OROS VALLEY

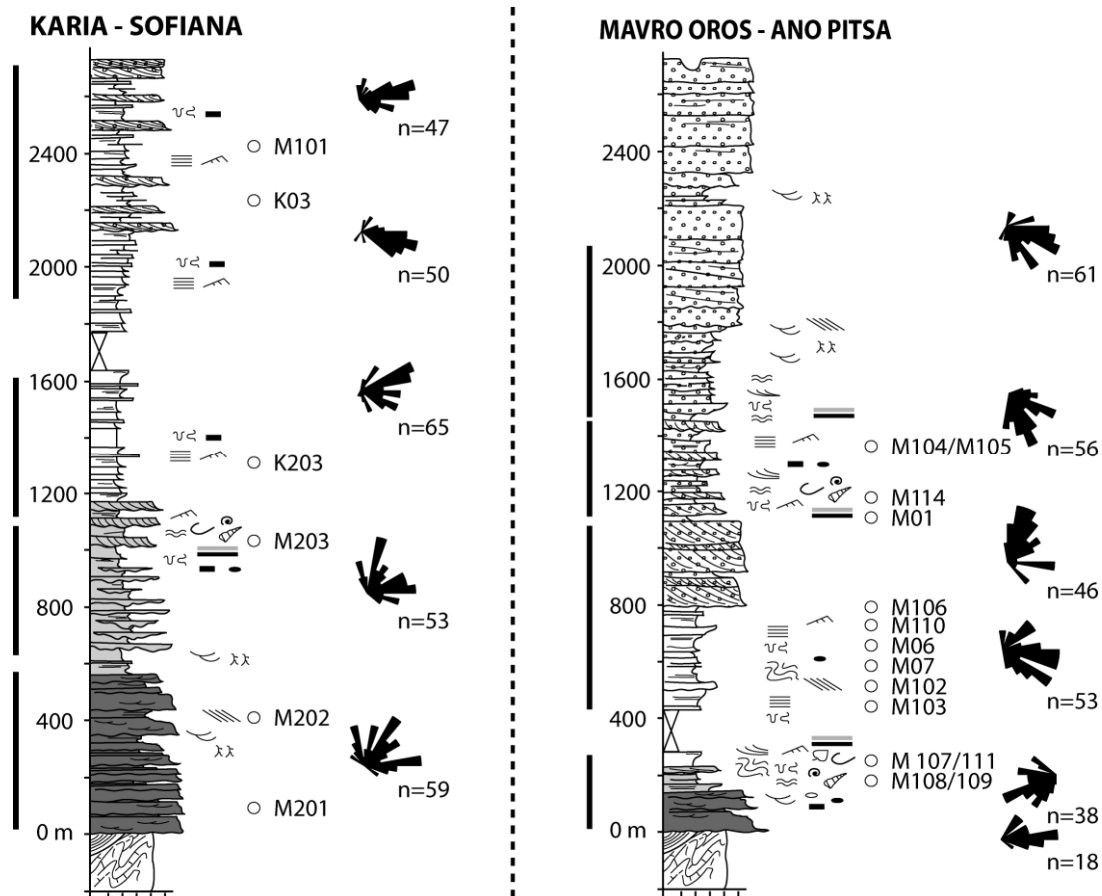


Coupes sédimentologiques de Perithori-Sarandapicho et de Mavro Oros Valley

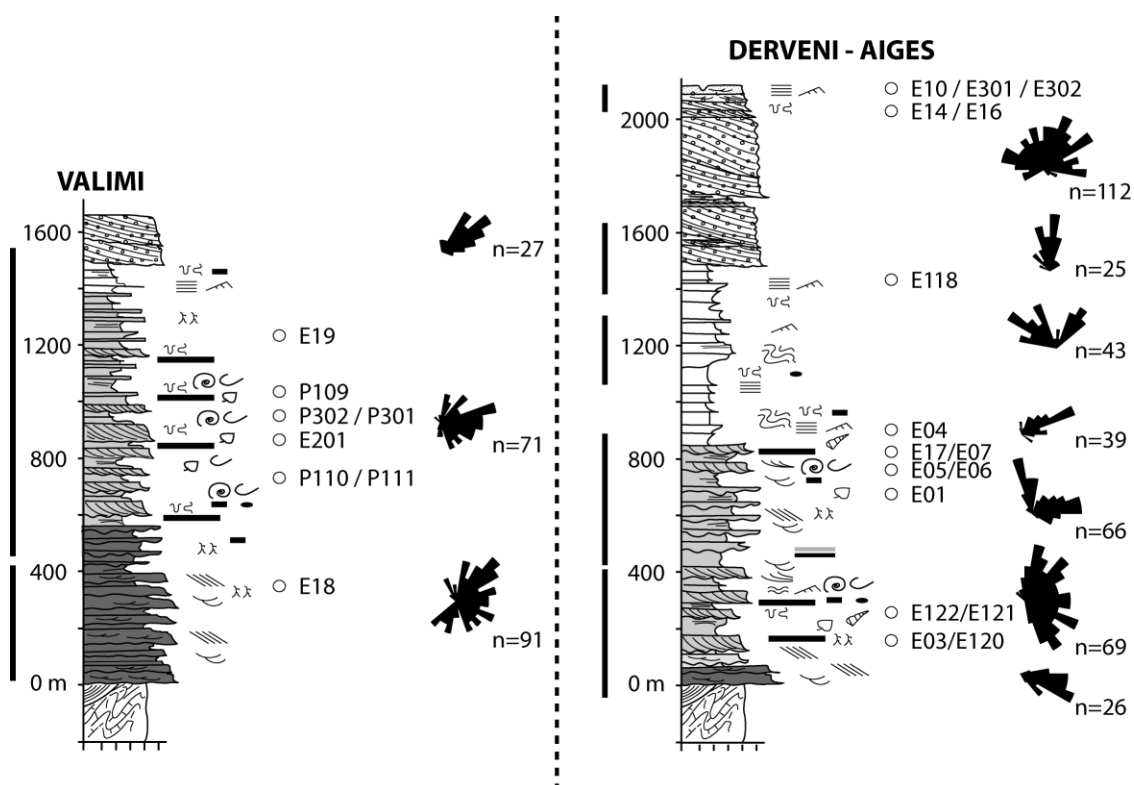
KILLINI - STENO**XEROVOUNI***Coupes sédimentologiques de Killini-Steno et de Xerovouni***AGRIDION****GERAKARI***Coupes sédimentologiques de Agridion et de Gerakari***MONASTERI - EVROSTINA****AKRATA - KALAMIAS***Coupes sédimentologiques de Monasteri-Evrostina et de Akrata-Kalamias*



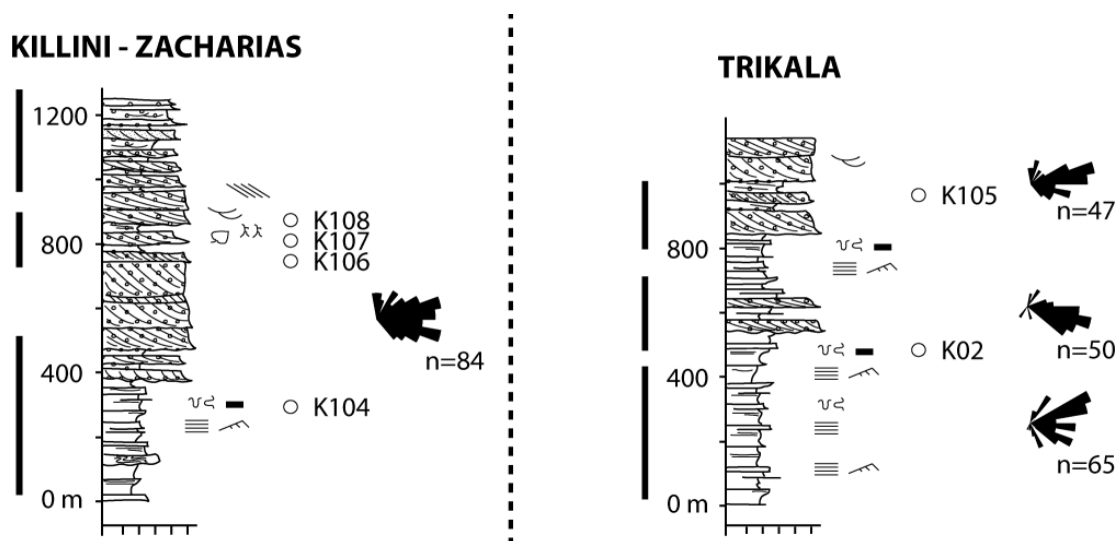
Coupes sédimentologiques de Ilias-Ligia et de Xelydori



Coupes sédimentologiques de Karia-Sofiana et de Mavro Oros-Ano Pitsa



Coupes sédimentologiques de Valimi et de Derveni-Aiges



Coupes sédimentologiques de Killini-Zacharias et de Trikala

Barbaroux & Bousquet (1976) ont travaillé sur les sols en Grèce à partir d'analyses par diffraction des rayons X (RX). Ils ont proposé une relation entre des associations argileuses typiques et des grands événements climatiques du Pléistocène. Or, le problème de datation est un point crucial de cette étude. Quatre analyses ont alors été réalisées afin de tenter d'attribuer un âge à certains sols rouges majeurs qui se développent sur la zone d'étude dans l'Upper Group. Les échantillons E02 et E12 correspondent aux premiers sols qui se déposent au dessus de la surface d'érosion à la base de l'Upper Group. Les échantillons E09 et E11 ont été prélevés dans les brèches de pentes qui sont plaquées sur les Gilbert-type fan deltas du Middle Group.

Les échantillons ont été analysés au laboratoire de l'IGAL (Institut Géologique Albert-de-Lapparent) avec l'aide de T. Nguyen.

Ech.	Association Argileuse	na	Indice d'abondance Chlorite / Illite	Indice d'abondance Kaolinite	Rapport Feldspath / Quartz	Age
Barbaroux et Bousquet (1976)	I > K > Comp. Gonflant	1 à 5	0,5 à 1,5	0,5 à 4	0,1 à 1	Pléistocène supérieur
	K > I = Cl > Comp. Gonflant	4 à 6	1 à 1,5	2 à 6	0,1 à 0,2	Pléistocène moyen
	I > Comp. Gonflant > K > Cl	2 à 3	1 à 3	0 à 4	0,3 à 0,5	Pléistocène inférieur
Cette étude	E02 I > K > Comp. Gonflant >> Cl	1	0,02	1,94	0,02	
	E12 I > K > Comp. Gonflant >> Cl	1	0,02	2,21	0,03	
	E09 I > Comp. Gonflant > K > Cl + dolomie	3	0,21	1,19	0,36	
	E11 I > Comp. Gonflant - K > Cl + dolomie	4	0,26	2,23	0,11	

Récapitulatif des échantillons analysés par méthode RX, et comparaison avec les travaux de Barbaroux et Bousquet (1976). I : illite, K : kaolinite, Cl : Chlorite.

N'ayant pas réussi à trouver une définition claire de l'indice d'abondance de Barbaroux & Bousquet (1976), j'ai calculé cet indice en faisant le rapport de la proportion relative de l'argile considérée par rapport à l'ensemble des argiles contenues dans l'échantillon.

Deux groupes ressortent par rapport aux associations argileuses et à l'indice de cristallinité (na) : les échantillons E02 et E12 forme un premier ensemble avec une forte proportion de kaolinite, et les échantillons E09 et E11 forme un deuxième ensemble avec une faible proportion de kaolinite et une plus forte proportion de chlorite que l'ensemble précédent ainsi que de la dolomie. Les indices d'abondances et le rapport feldspath/quartz confirment ce regroupement.

Les valeurs absolues obtenues au cours de ces analyses ne sont pas comparables avec celles de Barbaroux & Bousquet (1976). Le groupe qui présente le plus de caractéristiques communes avec les analyses effectuées correspond à celui de Pléistocène supérieur. A l'intérieur de ce Pléistocène supérieur, Barbaroux & Bousquet (1976) propose un découpage basé sur la proportion de kaolinite et de chlorite, dans un contexte toujours très riche en illite. Une période avec formation de kaolinite durant l'interglaciaire Mindel-Riss (~ 0,3 Ma), et une période de lessivage et de formation de complexes gonflants et de chlorite du Riss au Würm (0,3 à 0,01 Ma). Les échantillons E02 et E12 seraient donc les plus anciens et aurait autour de 0,3 Ma, alors que les échantillons E09 et E11 seraient plus récents (0,3 à 0,01 Ma).

Le positionnement relatif (âge) des deux groupes est cohérent avec les observations de terrain. Les âges proposés à l'aide de cette méthode semblent trop récents au vue des âges des terrasses marines qui sont publiés dans la littérature. Par rapport aux analyses palynologiques effectuées au cours de cette thèse, il aurait été plus logique de trouver des âges compris entre 0,7 et 0,4 Ma. Il faut cependant nuancer les corrélations avec les travaux de Barbaroux & Bousquet (1976) pour plusieurs raisons : (1) les associations argileuses dépendent principalement de la nature du substratum et des conditions climatiques locales liées à la physiographie, (2) les notions de Quaternaire et de climat du Quaternaire ont beaucoup évolué depuis 1976. Les résultats de ces analyses sont donc à prendre avec précaution et n'ont pas été utilisés dans ces travaux de thèse.

Soixante huit échantillons ont été analysés à l'aide du Rock-Eval6 à l'IFP avec F. Lorant et T. Lesage (dont 7 de la carotte du Marion Dufresne MD) (). L'objectif de ces analyses était d'identifier (1) si la matière organique contenue dans le sédiment pouvait aider à discriminer les environnements de dépôt (marin, lacustre, continental), (2) le potentiel pétrolier de certaines roches qui sont des équivalents des principales roches mères dans des systèmes pétroliers en contexte de rifting (mer Rouge, mer du Nord) et (3) d'estimer les taux d'enfouissement.

Ech.	Analyse	Tmax (°C)	OI (mgCO2/gTOC)	TOC (%poids)	HI (mgHC/gTOC)
MDa	Roche totale (RB)	430	38	6,01	3
MDb	Roche totale (RB)	426	37	6,16	3
MDd	Roche totale (RB)	420	34	6,69	8
MDf	Roche totale (RB)	415	40	5,13	5
MDi	Roche totale (RB)	457	40	5,41	3
MDh	Roche totale (RB)	377	50	4,6	4
MDk	Roche totale (RB)	422	32	5,53	3
I01	Roche totale (RB)	422	166	37,12	82
I04	Roche totale (RB)	407	207	12,97	31
I08	Roche totale (RB)	450	512	0,25	52
SJ04	Roche totale (RB)	422	258	5,49	106
SJ10	Roche totale (RB)	342	42	14,25	5
SJ12	Roche totale (RB)	609	450	0,36	89
I202	Roche totale (RB)	431	96	0,27	41
I203	Roche totale (RB)	431	244	0,43	49
E08	Roche totale (RB)	435	133	1,6	41
E21	Roche totale (RB)	350	69	46,75	118
E24	Roche totale (RB)	402	194	28,42	85
E112	Roche totale (RB)	430	249	4,38	43
E120	Roche totale (RB)	437	177	1,45	17
P103	Roche totale (RB)	421	106	3,77	108
P104	Roche totale (RB)	409	164	16,27	101
P105	Roche totale (RB)	431	169	1,32	50
P106	Roche totale (RB)	410	117	3,85	52
P107	Roche totale (RB)	424	120	5,44	62
P108	Roche totale (RB)	386	134	10,16	51
P110	Roche totale (RB)	424	162	3,98	70
P111	Roche totale (RB)	394	167	28,55	109
MO4c	Roche totale (RB)	421	9	6,89	10
M113	Roche totale (RB)	419	128	2,37	74
K03	Roche totale (RB)	436	289	0,18	78
K101	Roche totale (RB)	433	86	35,33	65
K102	Roche totale (RB)	433	147	1,85	63
K103	Roche totale (RB)	430	129	0,69	45

Echantillons traités sous le seuil de détection - pas de potentiel

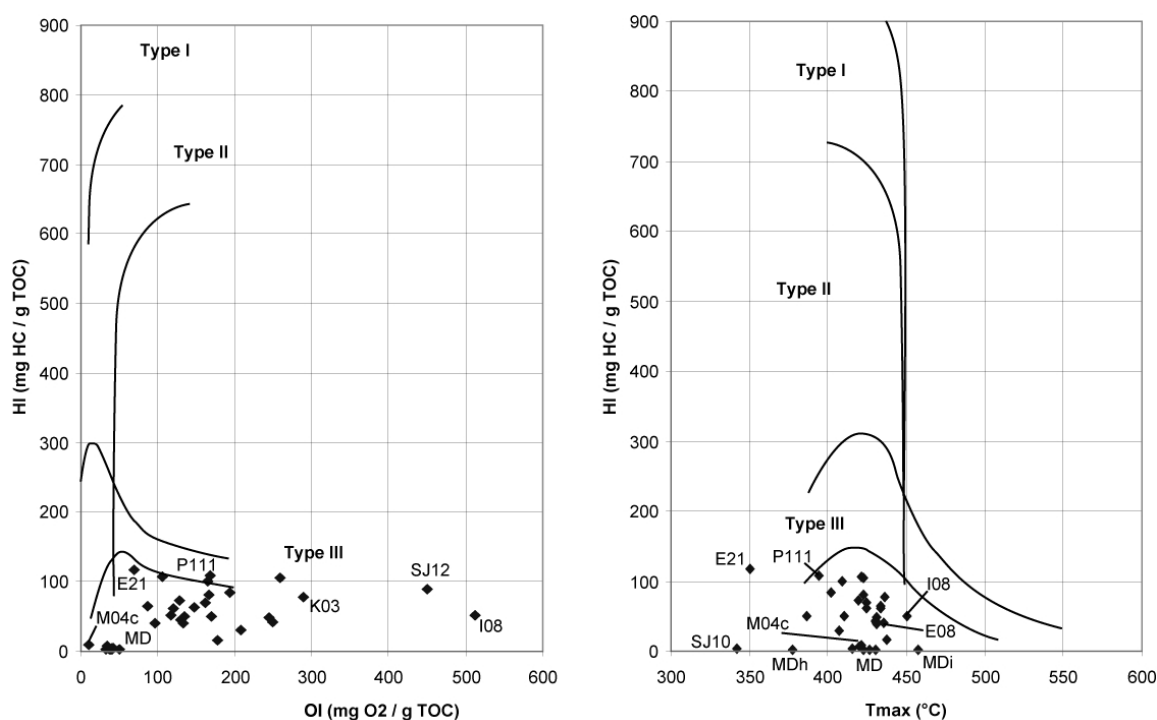
K01, M01, M06, M101, M202, M203, P101, P102, P109, E04, E07, E17, E18, E22, E114, E119, SJ01, SJ02, SJ03, SJ05, SJ06, SJ07, SJ08, SJ09, SJ11, I02, I03, I12, I201

Récapitulatif des échantillons traités avec le Rock-Eval RE6

Les échantillons ont été reportés dans les diagrammes dits de Van Krevelen afin de pouvoir identifier la nature de la matière organique et donc contraindre l'environnement de dépôt. La majorité des échantillons sont en dehors des plages des trois grands types de matières organiques, à l'exception de E21 et E111 qui sont en limite de la plage de type III. Les échantillons de la carotte MD01-2477, où les environnements de dépôt sont pourtant bien contraints par des analyses de microfaune (Lacustre, Type I

et Marin, Type II), sont aussi en dehors des plages typiques. Les analyses sont en fait biaisées et décalées vers le pôle oxygène. Ce problème est probablement lié à l'addition de conditions riches en oxygène lors de la sédimentation et d'une altération forte des affleurements. La discrimination de l'environnement de dépôts à l'aide de cette approche n'est donc pas envisageable.

Les TOC de certains échantillons sont très élevés, cependant, ces valeurs ne sont pas représentatives car les échantillons ne sont pas matures. La plupart de ces échantillons proviennent d'environnements lacustres et/ou saumâtres riches en débris végétaux. Les TOC qui dépassent des valeurs de 10 correspondent à des échantillons de lignites et de faciès à fragments de végétaux. Le caractère immature des échantillons additionné à la nature oxydée de la matière organique ne permettent pas de véritablement quantifier le potentiel de ces roches mères, ni même d'envisager une caractérisation de l'histoire de l'enfouissement.



Diagrammes de Van Krevelen HI / OI et HI / Tmax des échantillons analysés. Noter que la majorité des échantillons sont en dehors des trois plages de matière organique (type I, II et III).

Cinq carottes ont été prélevées dans le golfe de Corinthe en 2001 à l'aide du carottier du Marion Dufresne. Une carotte a été sélectionnée afin de comparer les faciès qui remplissent le bassin profond actuel avec les faciès qui affleurent sur la marge sud du golfe.

La carotte MD01-2477 illustre le passage d'un environnement turbiditique lacustre à un environnement turbiditique marin autour de 13210 ans (Moretti et al., 2004). Les faciès de ces environnements présentent des convergences avec ceux rencontrés à l'affleurement sur la marge (séquence, granulométrie, structure). Les photos de la carotte MD01-2477 sont de mauvaise qualité et la carotte présente un fort taux d'altération rendant les couleurs beaucoup moins tranchées qu'à l'ouverture de la carotte. Aussi pour illustrer les deux environnements de dépôt, ce sont des photos de la carotte MD01-2479 qui sont utilisées ci-dessous.

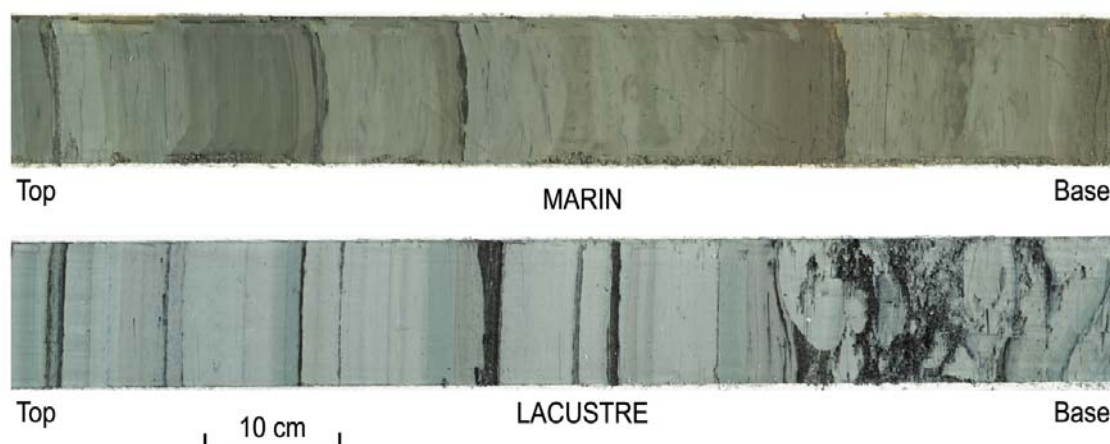
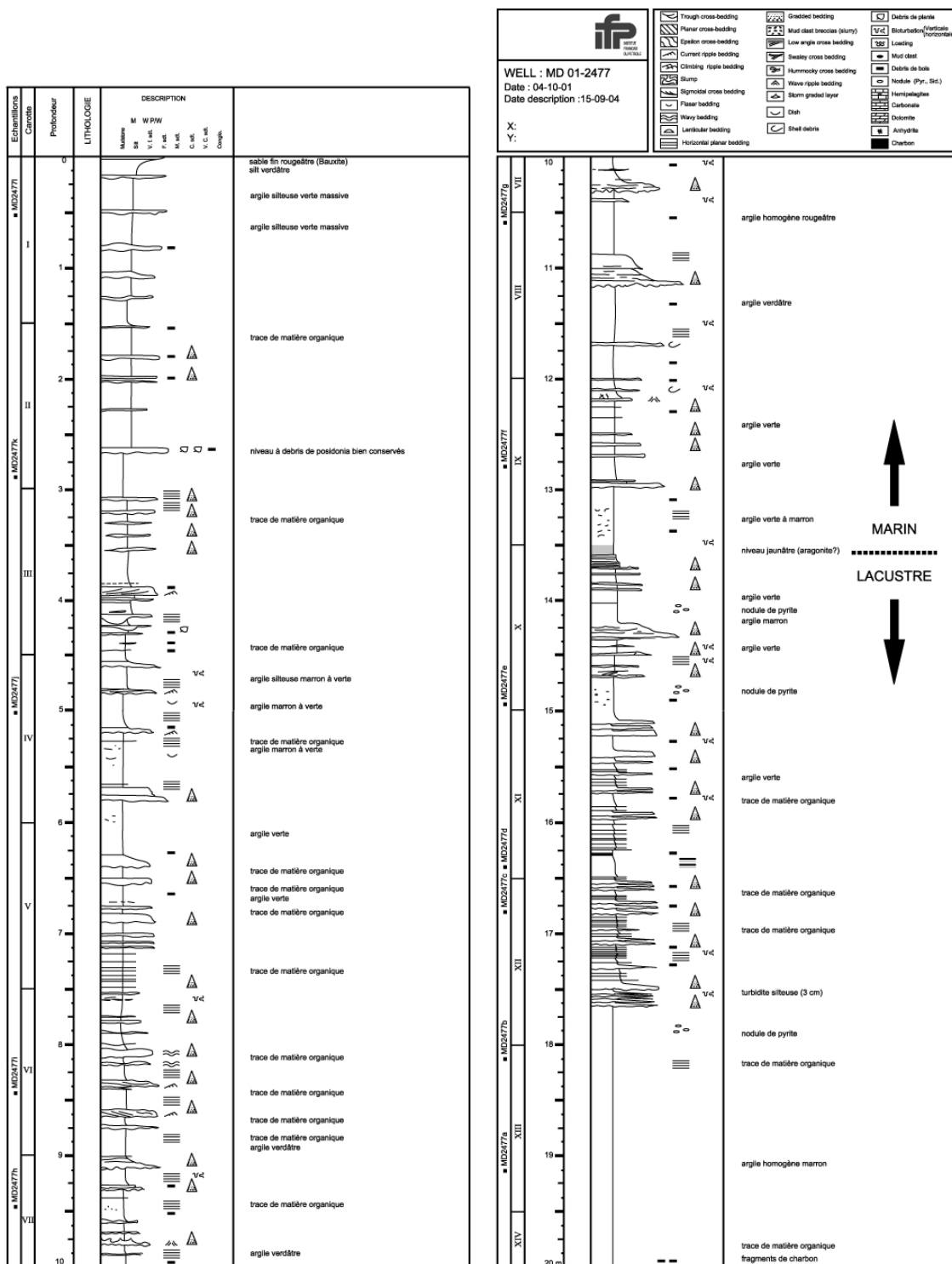


Photo de la carotte MD01-2479 illustrant les faciès turbiditiques lacustres (en bas) et les faciès turbiditiques marins (en haut)

Ces carottes renferment des faciès turbiditiques qui convergent avec ceux décrits à l'affleurement (cf. Article 2 du Chapitre II). Malgré des différences de couleur très nettes lors de l'ouverture de la carotte, les structures sédimentaires et la nature du matériel sont identiques durant la période marine et la période lacustre. Les points discriminants permettant de distinguer l'environnement marin de l'environnement lacustre sont (1) le développement de coccolithes durant la période marine, (2) le développement de diatomées durant la période lacustre et (3) une diminution de la teneur en carbonate dans la série marine (moyenne de 54 % pour le lacustre contre 39 % pour le marin) (Benziane, 2003).



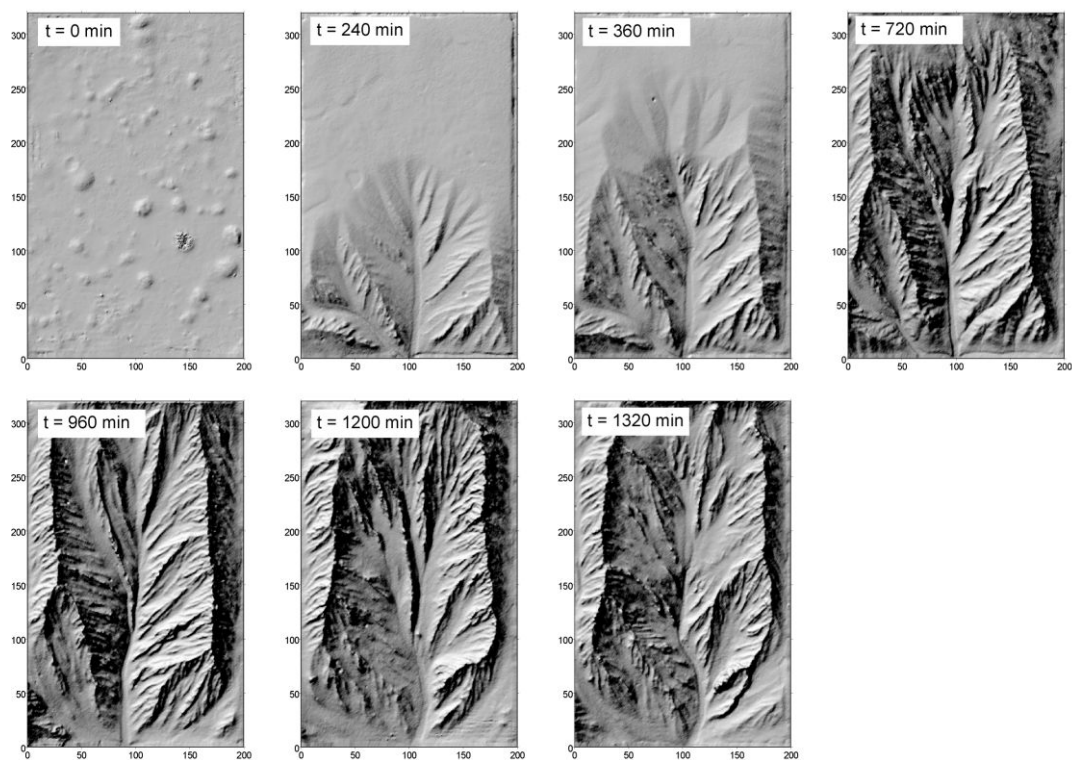
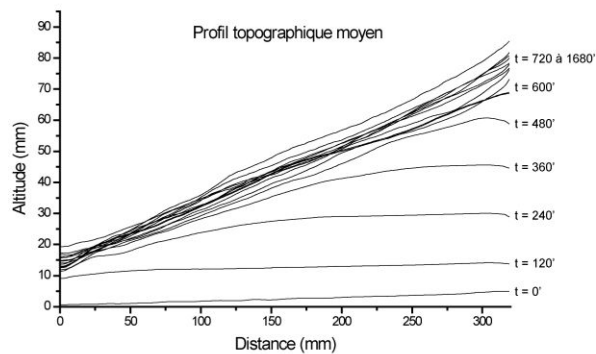
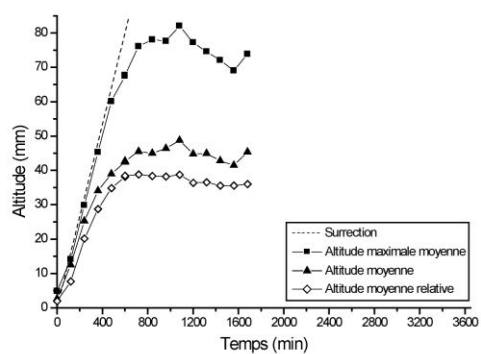
Description de la carotte MD01-2477.

Annexe 2 : Données expérimentales

Test	Temps (min)	Pression-débit (L/h)	Matériel	Rebord (mm)	Hauteur d'eau mesurée (mm)				Altitude -Z (mm)	Taux pluvio (mm/h)
1	10	0,30 - 0,35	12 pots	0	13	13	14	13	0	80
2	10	0,30 - 0,35	12 pots	85	10	11	12	10	0	65
3	10	0,30 - 0,35	12 pots	0	14	13	13	14	0	81
4	10	0,30 - 0,35	12 pots	65	12	12	13	13	0	75
5	10	0,30 - 0,35	plaque	80	12	13	13	13	525	76
6	20	0,30 - 0,35	plaque	80	24	25	25	25	525	74
7	30	0,30 - 0,35	plaque	80	37	38	38	38	525	75
8	40	0,30 - 0,35	plaque	80	49	50	51	50	525	75
9	50	0,30 - 0,35	plaque	80	63	64	63	63	525	76
10	60	0,30 - 0,35	plaque	80	75	76	77	76	525	76
11	10	0,30 - 0,35	plaque	130	11	12	13	12	525	72
12	20	0,30 - 0,35	plaque	130	24	25	26	25	525	75
13	30	0,30 - 0,35	plaque	130	38	39	40	39	525	78
14	40	0,30 - 0,35	plaque	130	50	52	53	52	525	78
15	50	0,30 - 0,35	plaque	130	63	64	64	64	525	76
16	60	0,30 - 0,35	plaque	130	76	77	77	77	525	77
17	40	0,30 - 0,35	plaque	180	54	54	55	54	525	82
18	40	0,30 - 0,35	plaque	480	55	56	57	56	525	84
19	10	0,30 - 0,35	plaque	130	12	13	13	13	175	76
20	20	0,30 - 0,35	plaque	130	25	26	27	26	175	78
21	30	0,30 - 0,35	plaque	130	38	39	40	39	175	78
22	40	0,30 - 0,35	plaque	130	52	53	54	53	175	80
23	50	0,30 - 0,35	plaque	130	64	64	65	64	175	77
24	60	0,30 - 0,35	plaque	130	78	79	80	79	175	79
25	40	0,30 - 0,35	plaque	180	55	55	55	55	175	83

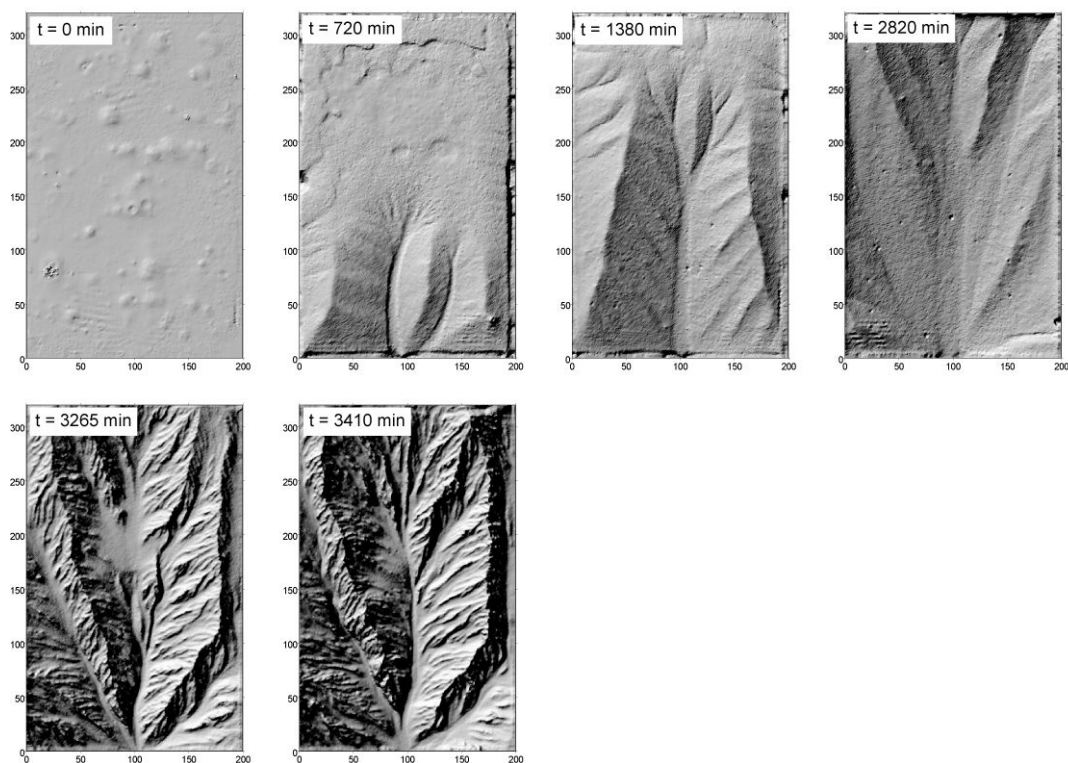
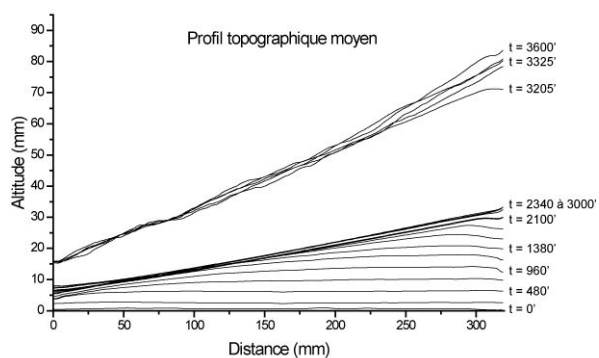
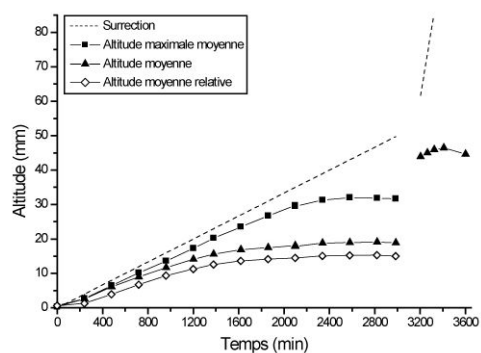
Tests de l'orientation des buses du système de brumisateur, de l'influence des rebords de la boîte et de la position relative de la zone exposée à la bruine sur la pluviométrie

ES3 - 22/11/2005 au 24/12/2005
 $U = 8 \text{ mm/h}$
 Pluviométrie = 80 mm/h (± 5)



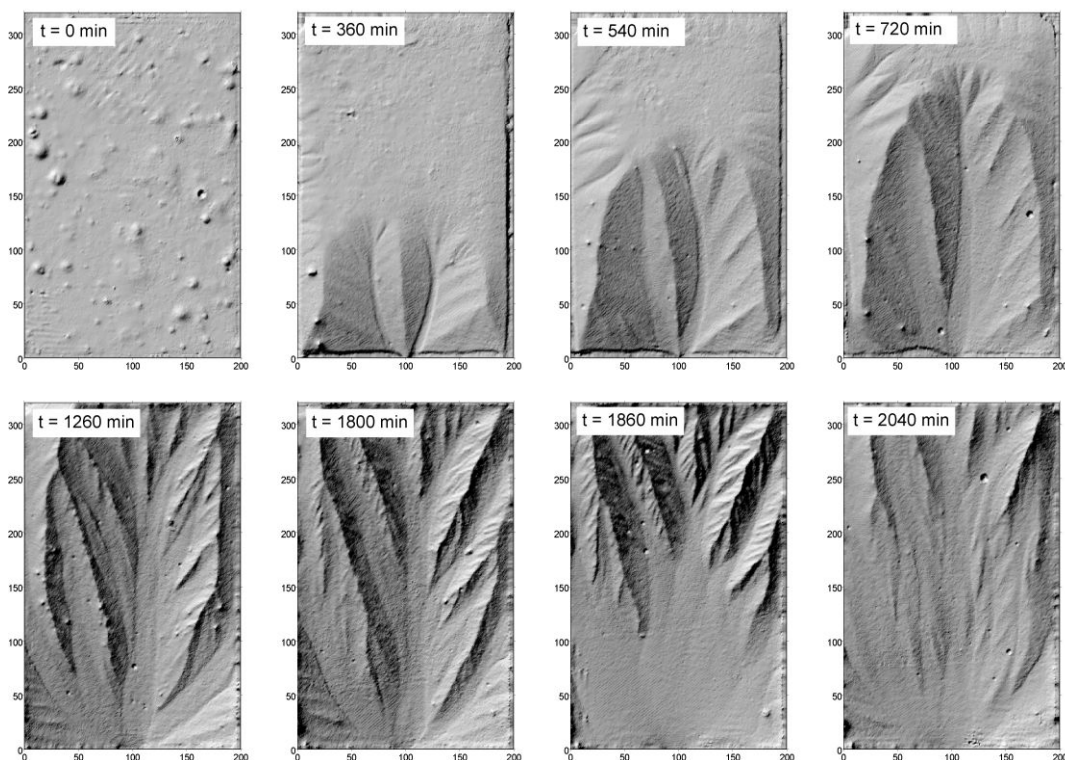
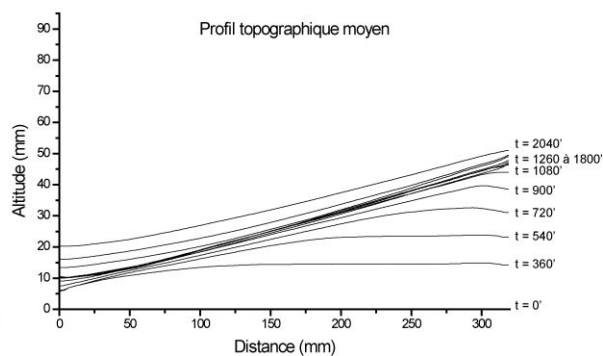
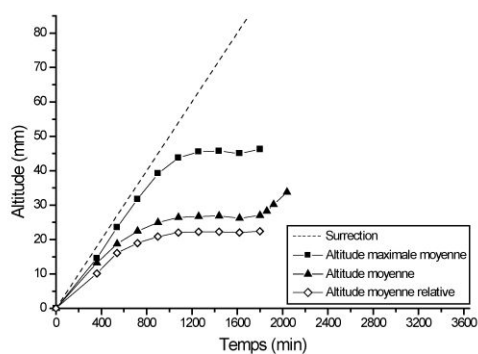
Expérience ES3. L'objectif était de tester le comportement de la zone en érosion pour un taux de surrection de 8 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h .

ES4 - 28/11/2005 au 02/12/2005
 U = 1 mm/h puis U = 12 mm/h à partir de t = 3000 min
 Pluviométrie = 80 mm/h (+/- 5)



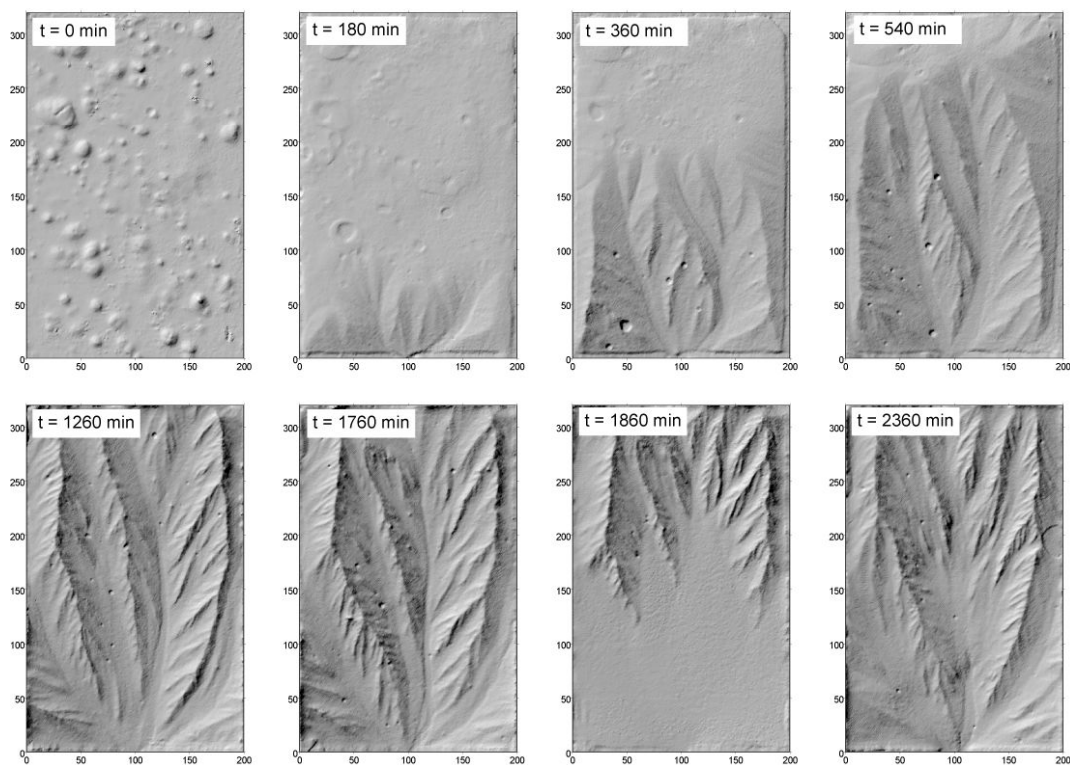
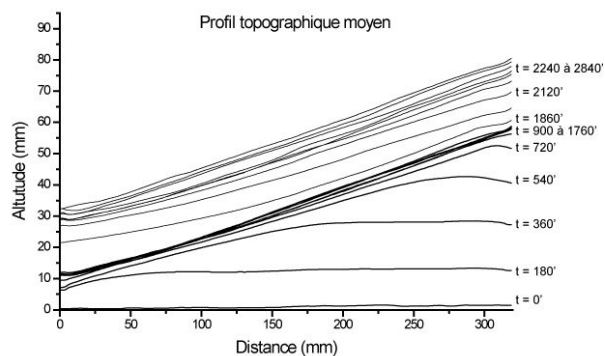
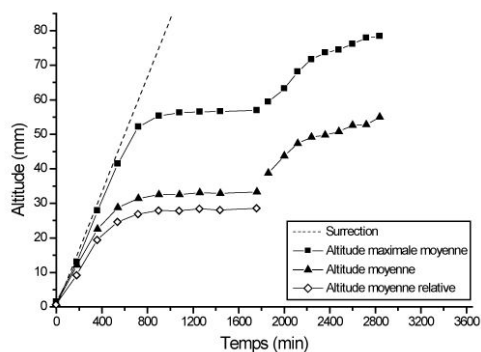
Expérience ES4. L'objectif était de tester le comportement de la zone en érosion pour un taux de surrection de 1 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h.

ES5 - 05/12/2005 au 09/12/2005
 $U = 3 \text{ mm/h}$
 Pluviométrie = 80 mm/h (+/- 5)
 Mise en place du plateau en sédimentation à partir de $t = 1800 \text{ min}$

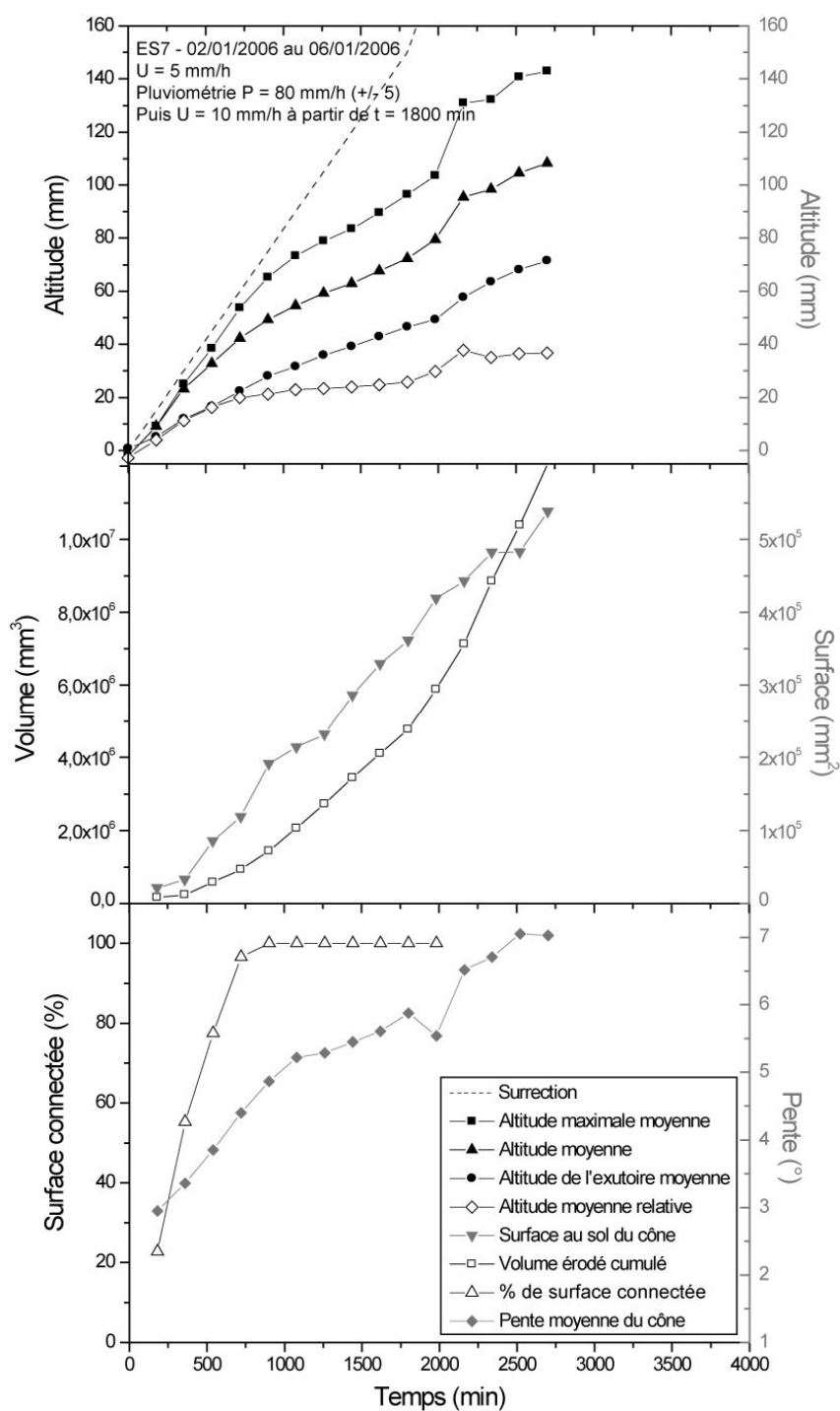


Expérience ES5. L'objectif était de tester le comportement de la zone en érosion pour un taux de surrection de 3 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h . En fin d'expérience, l'étanchéité de la connexion entre zone en érosion et zone en sédimentation est testée avec la mise en place du plateau mobile de la boîte en sédimentation.

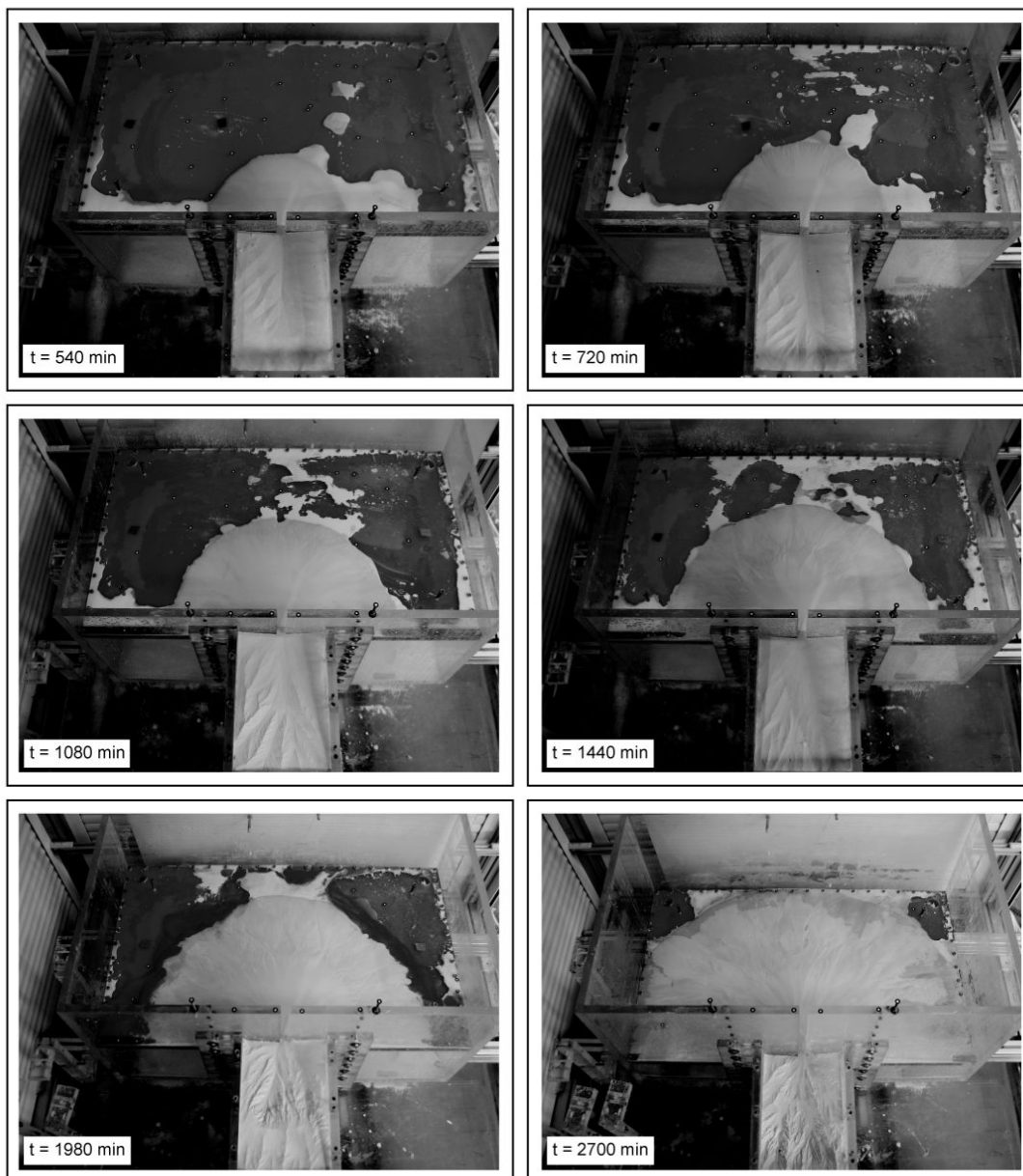
ES6 - 19/12/2005 au 22/12/2005
 $U = 5 \text{ mm/h}$
 Pluviométrie = 80 mm/h (+/- 5)
 Mise en place du plateau en sédimentation à partir de $t = 1760 \text{ min}$



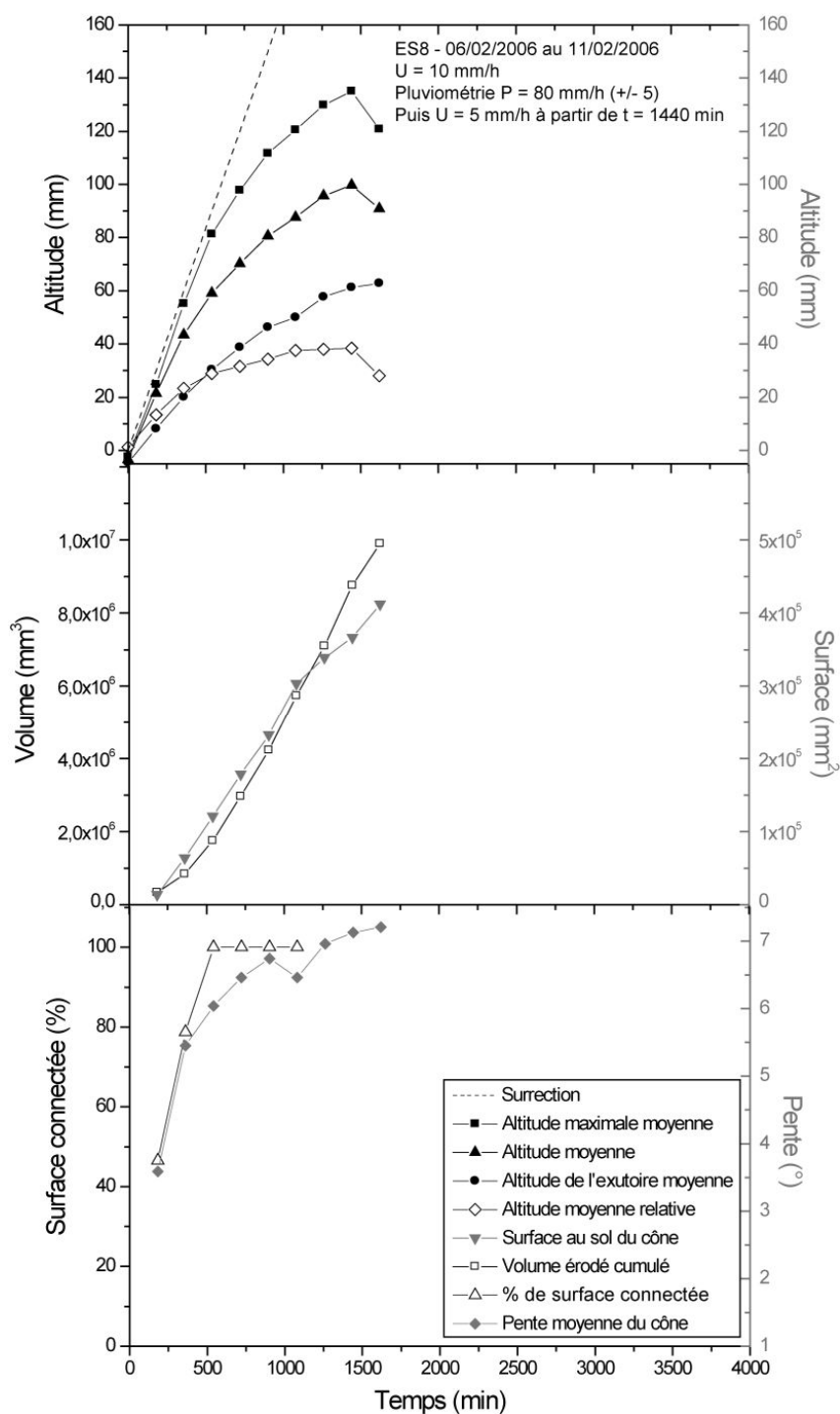
Expérience ES6. L'objectif était de tester le comportement de la zone en érosion pour un taux de surrection de 5 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h . Un nouveau test d'étanchéité est effectué suite à des problèmes de fuite lors de la tentative précédente.



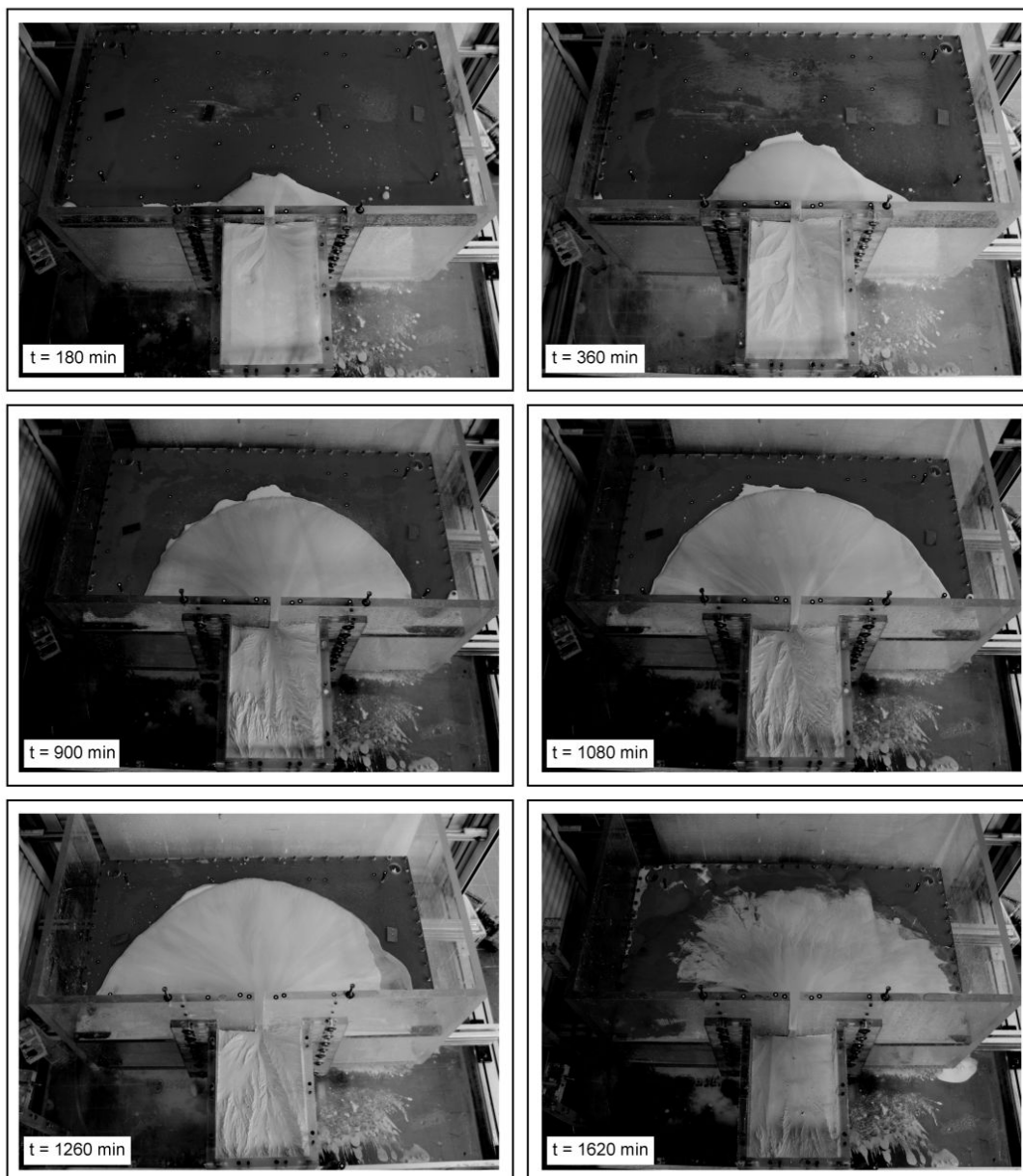
Expérience ES7. L'objectif était de tester le système dans son ensemble pour un taux de surrection de 5 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h.



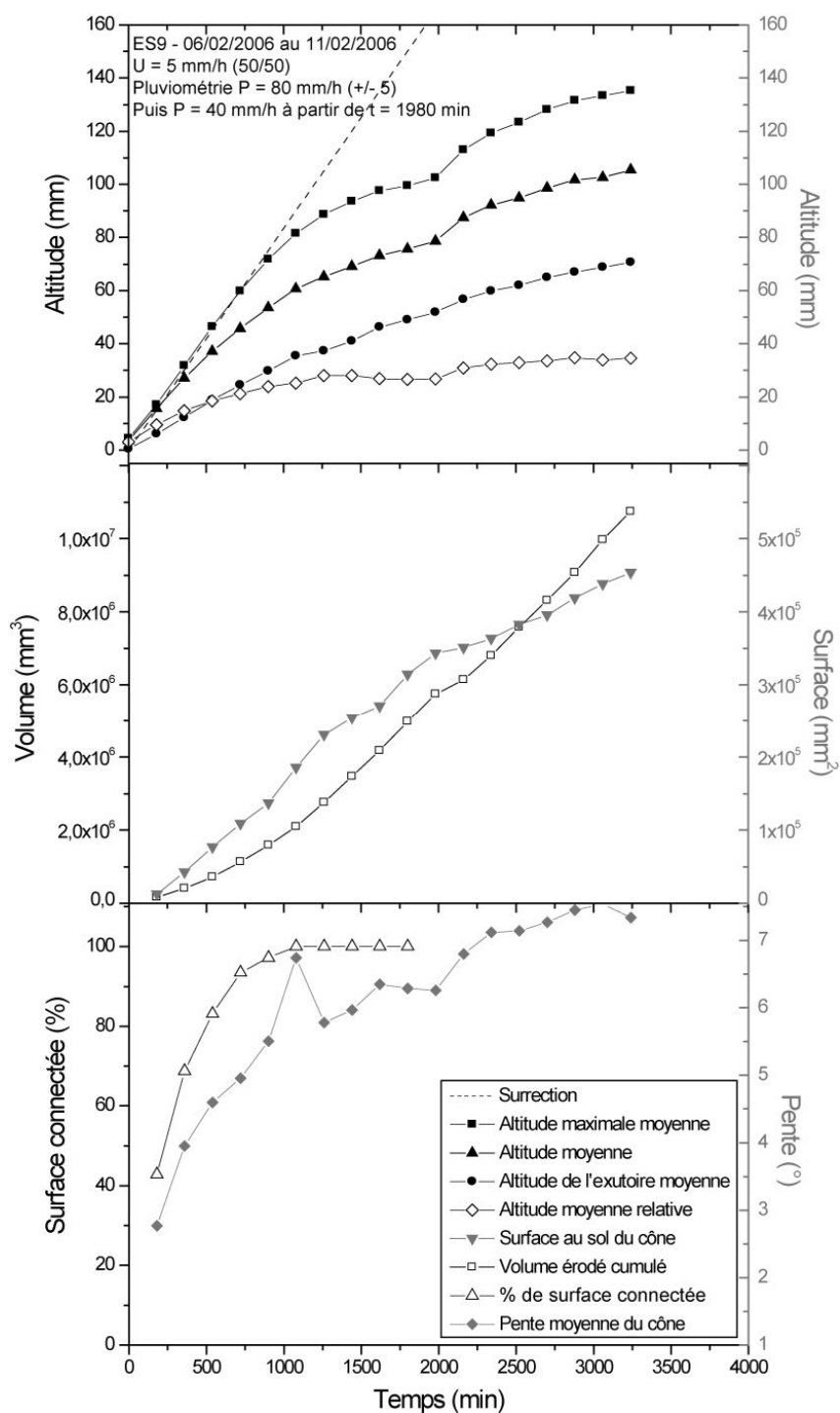
Evolution de l'expérience ES07 au cours du temps



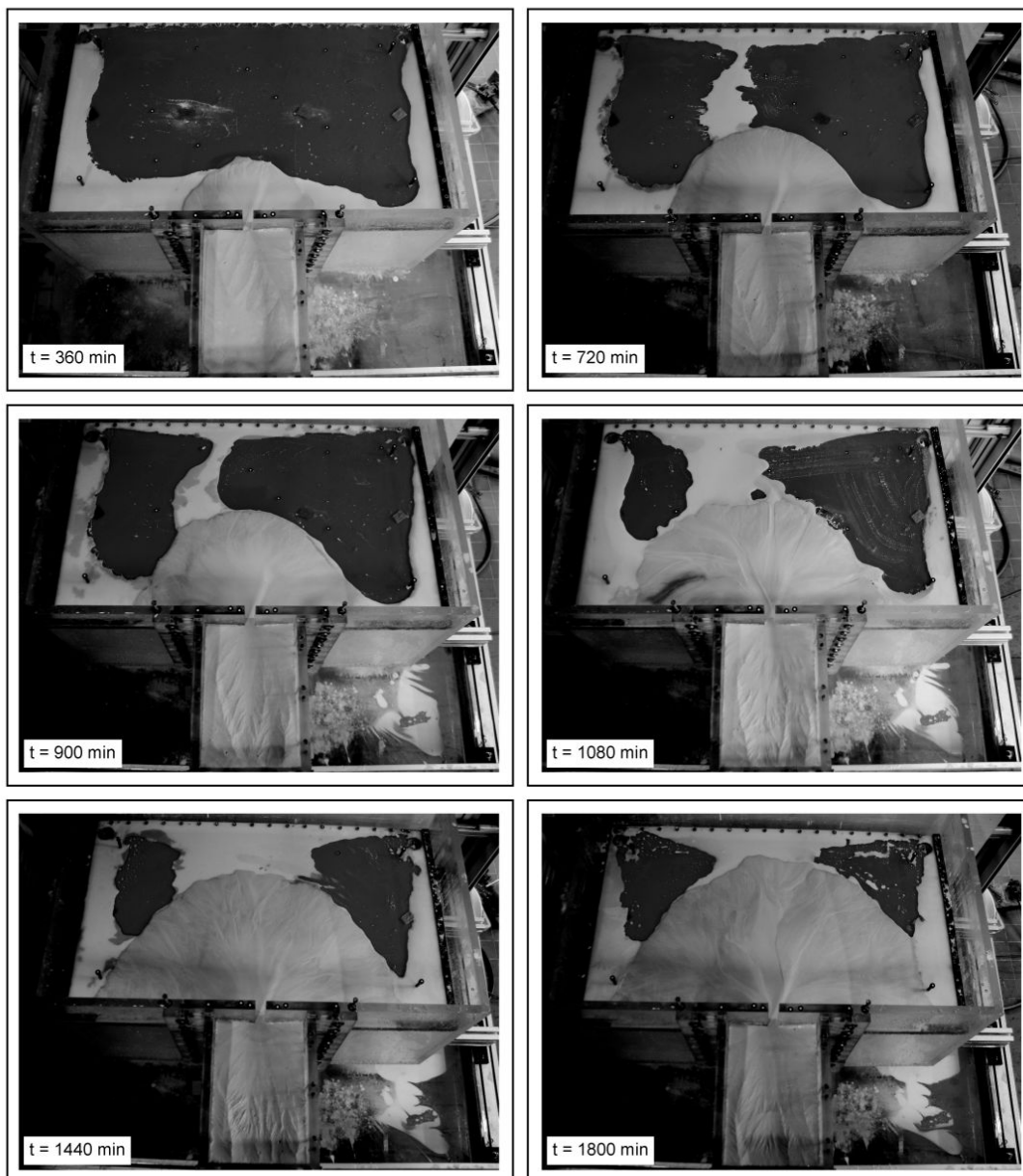
Expérience ES8. L'objectif est de tester le système dans son ensemble pour un taux de surrection de 10 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h.



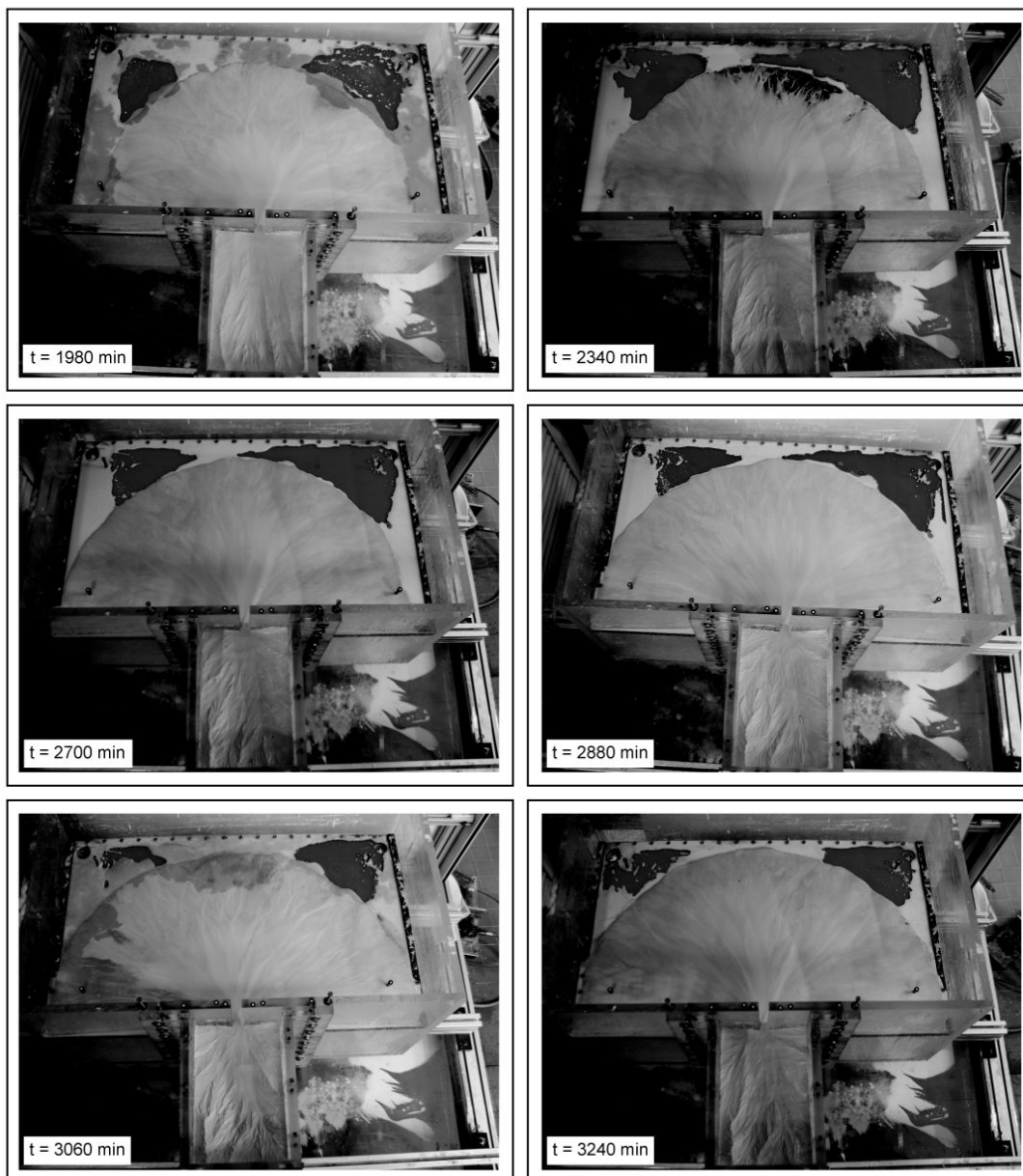
Evolution de l'expérience ES08 au cours du temps



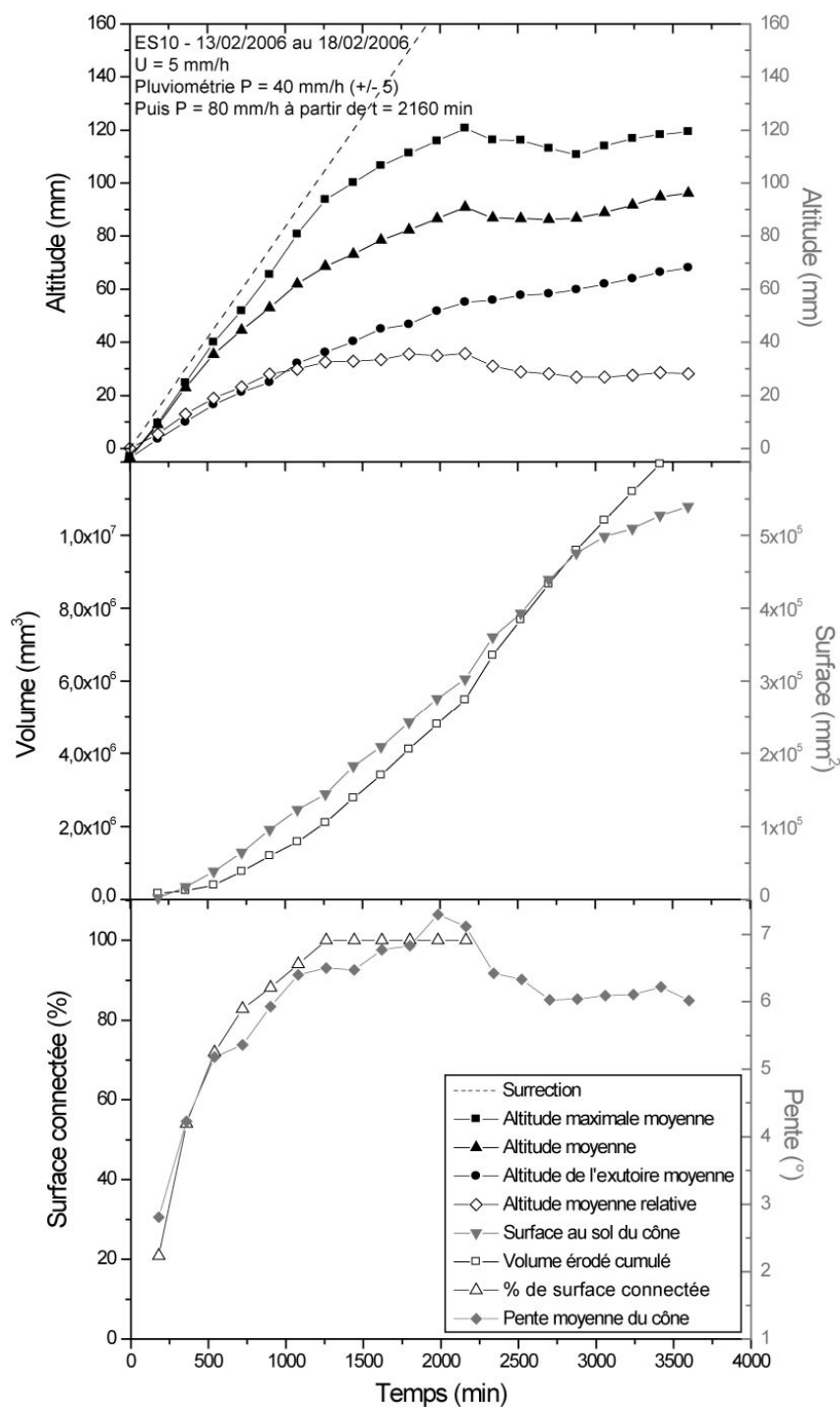
Expérience ES9. L'objectif est de tester le système dans son ensemble pour un taux de surrection de 5 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h avec les deux plateaux mobiles.



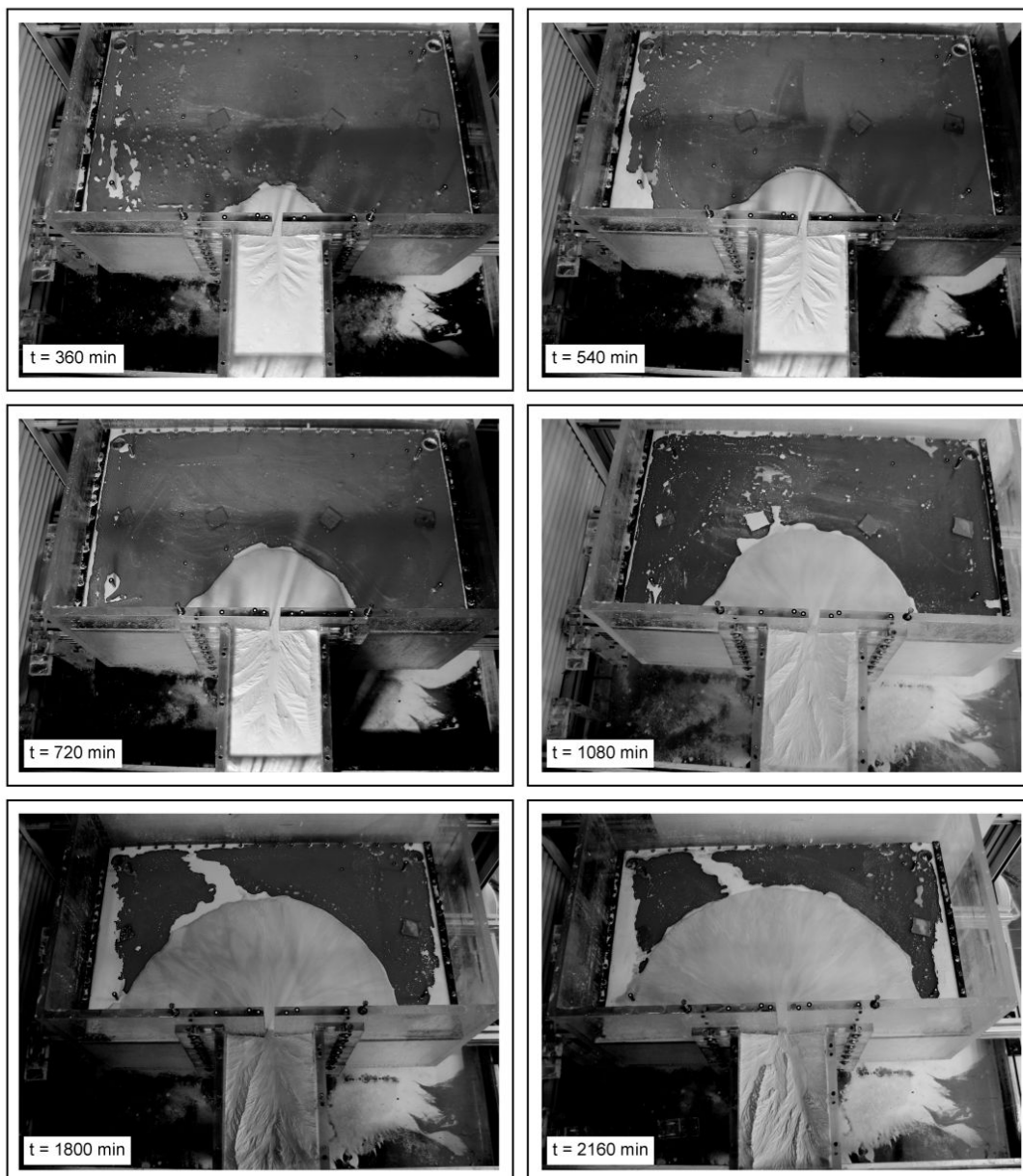
Evolution de l'expérience ES09 au cours du temps



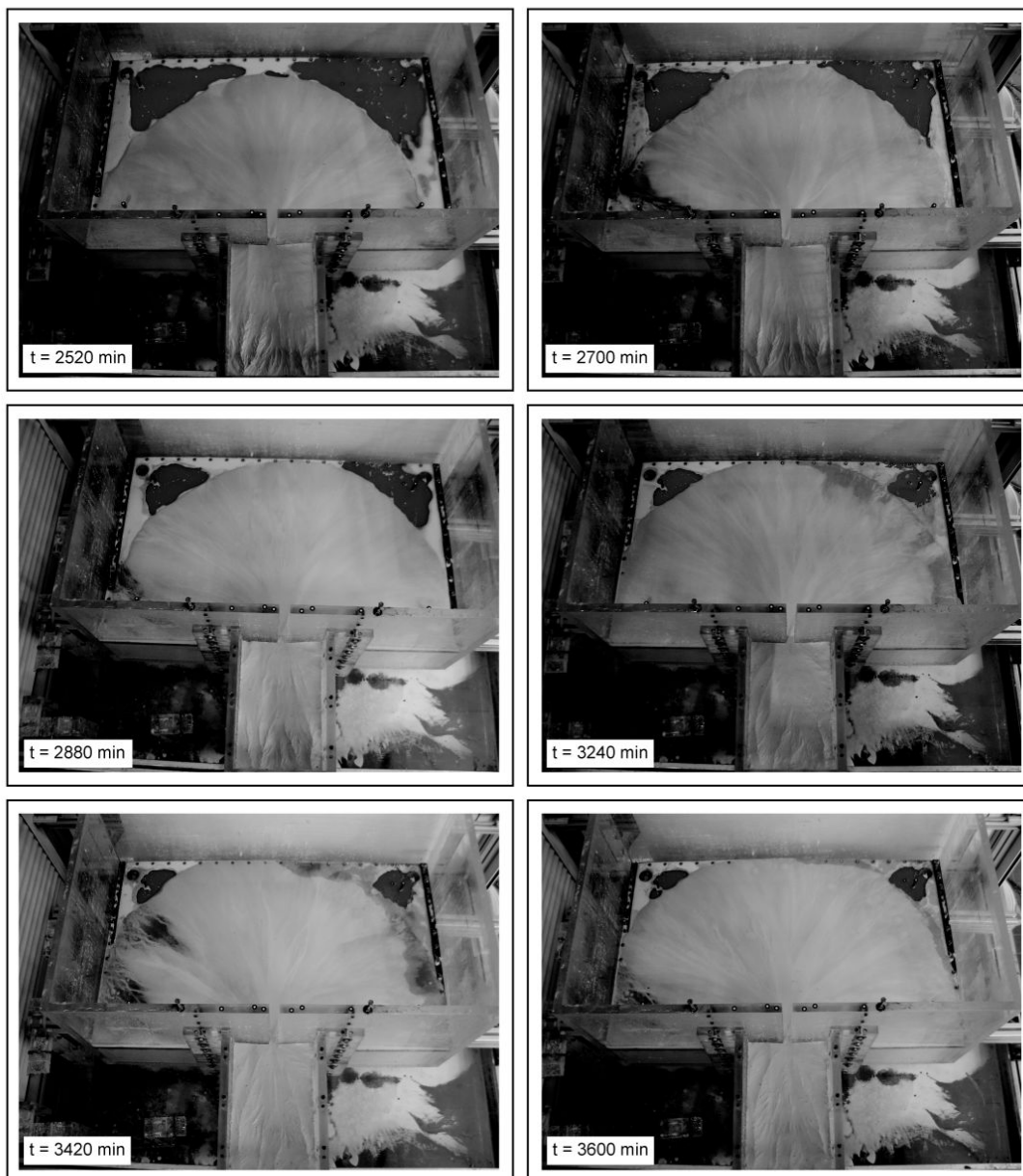
Evolution de l'expérience ES09 au cours du temps



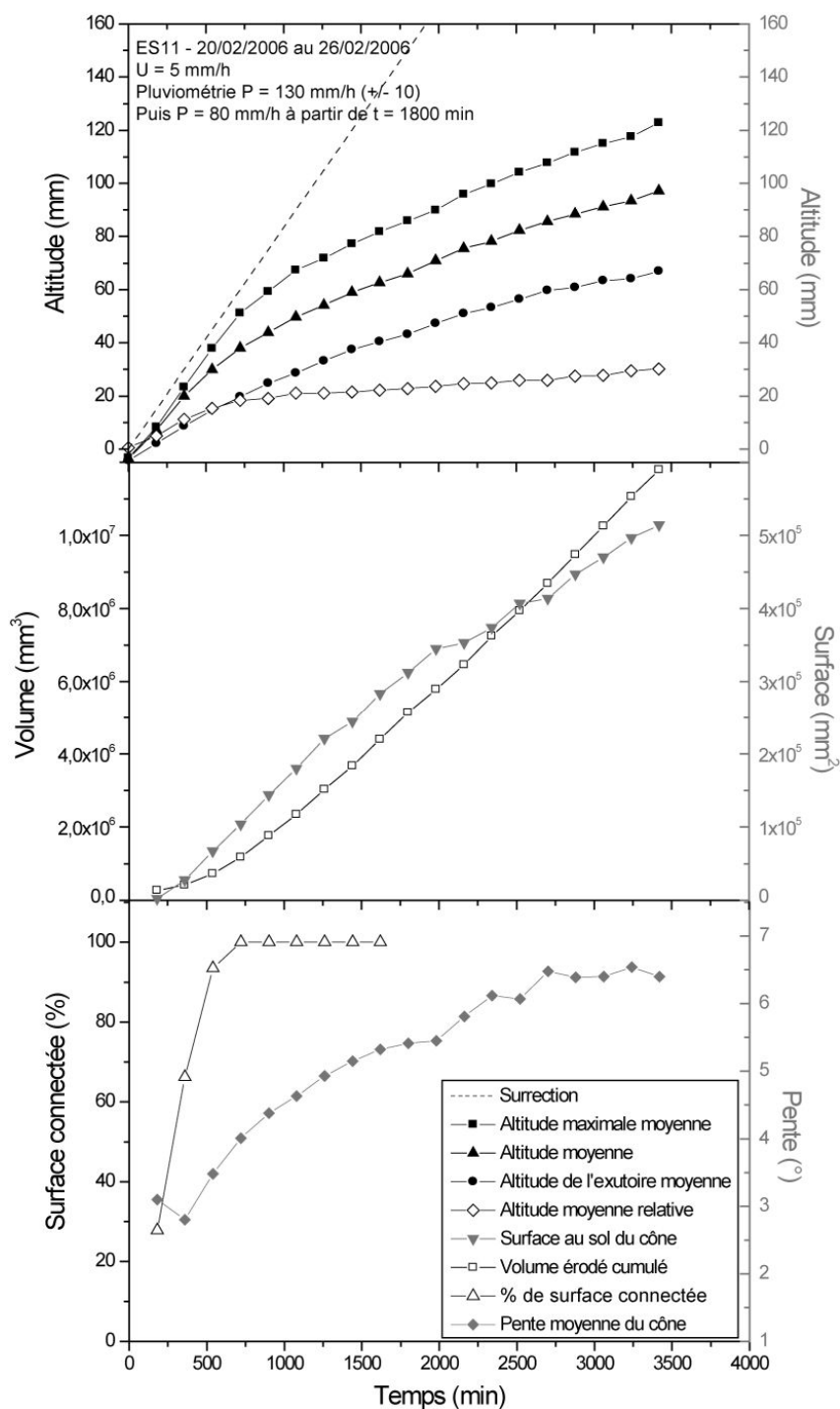
Expérience ES10. L'objectif est de tester le système dans son ensemble pour un taux de surrection de 5 mm/h et une pluviométrie de 40 mm/h, puis d'augmenter la pluviométrie après l'équilibre.



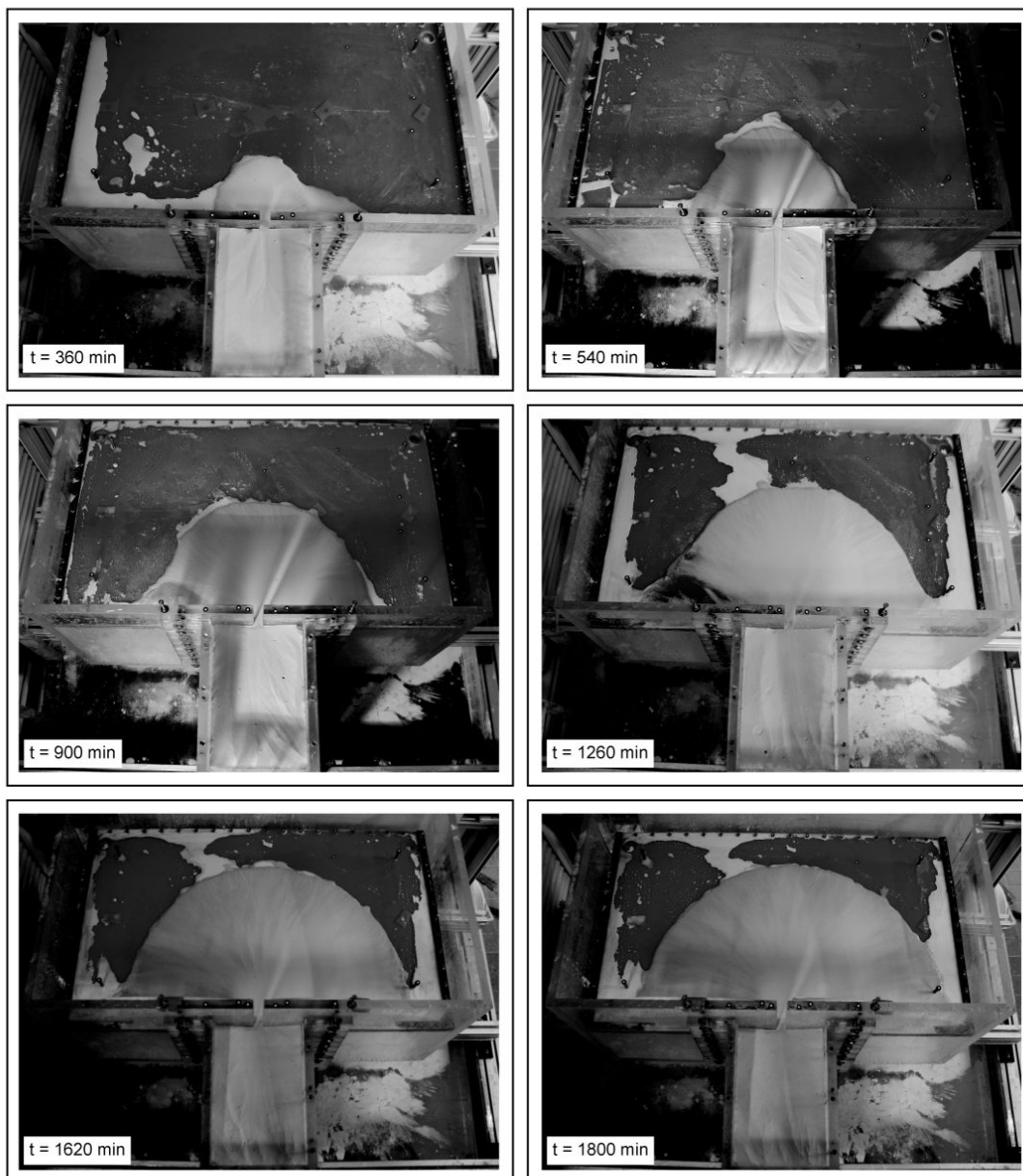
Evolution de l'expérience ES10 au cours du temps



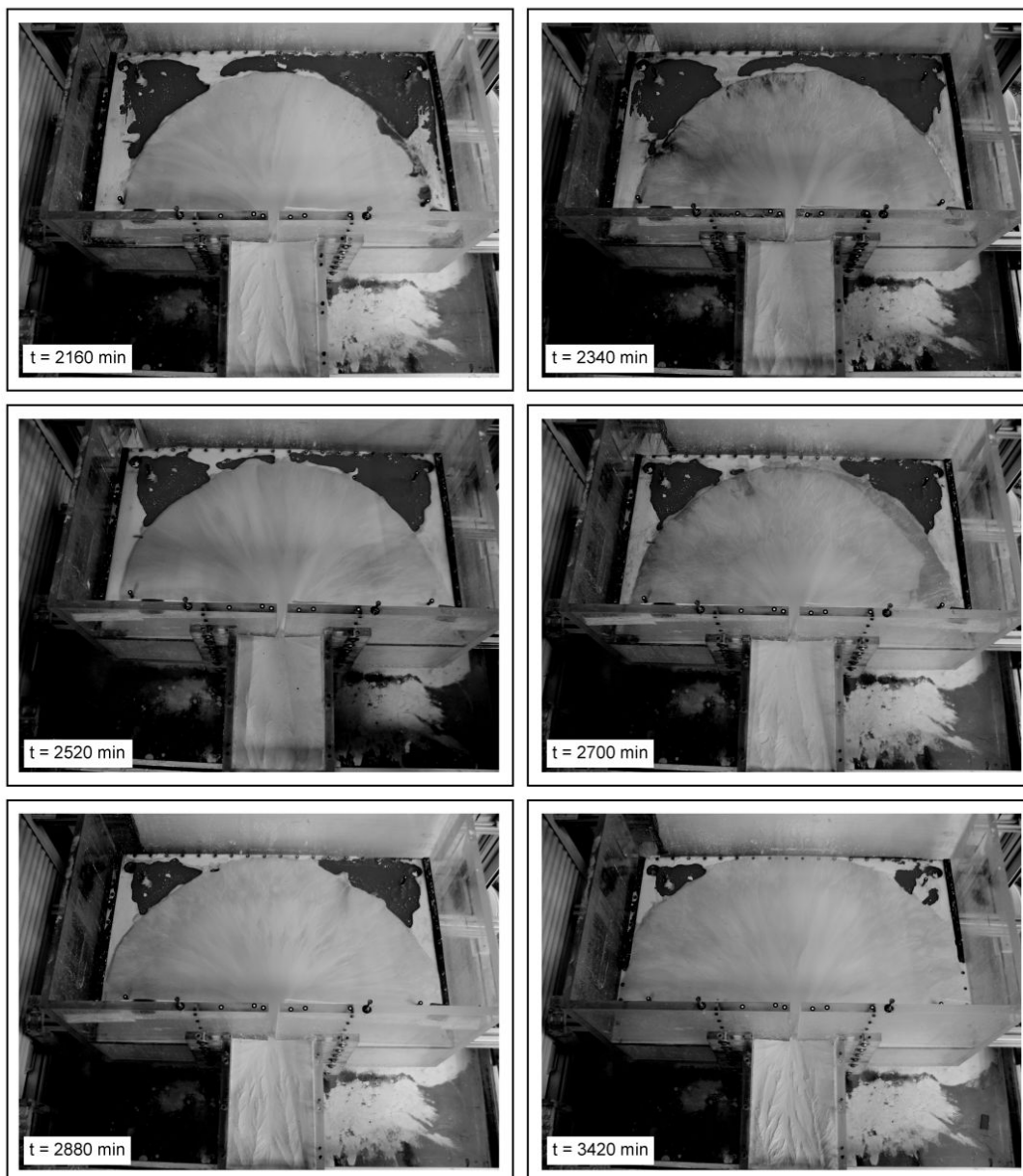
Evolution de l'expérience ES10 au cours du temps



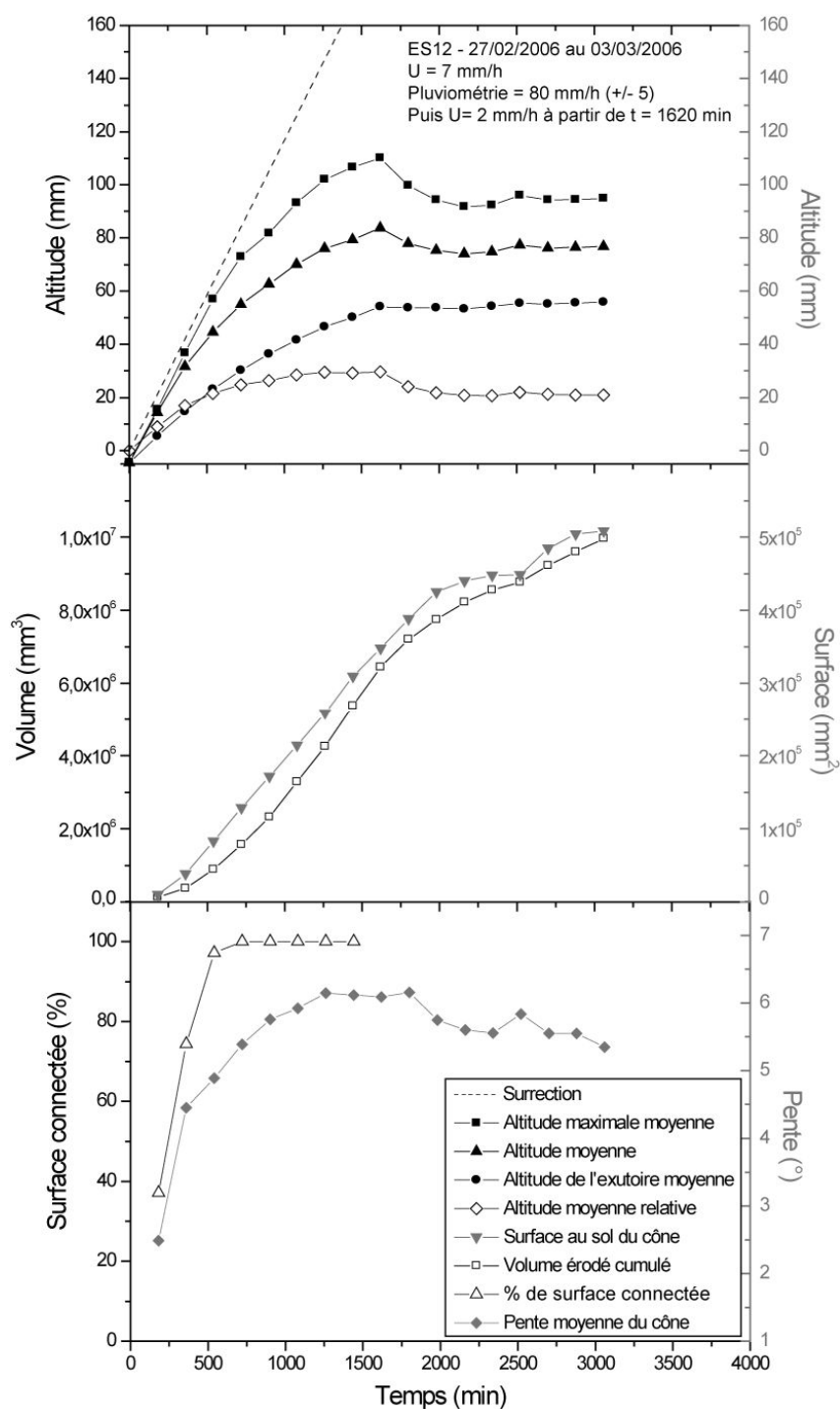
Expérience ES11. L'objectif est de tester le système dans son ensemble pour un taux de surrection de 5 mm/h et une pluviométrie de 130 mm/h, puis de diminuer la pluviométrie après l'équilibre.



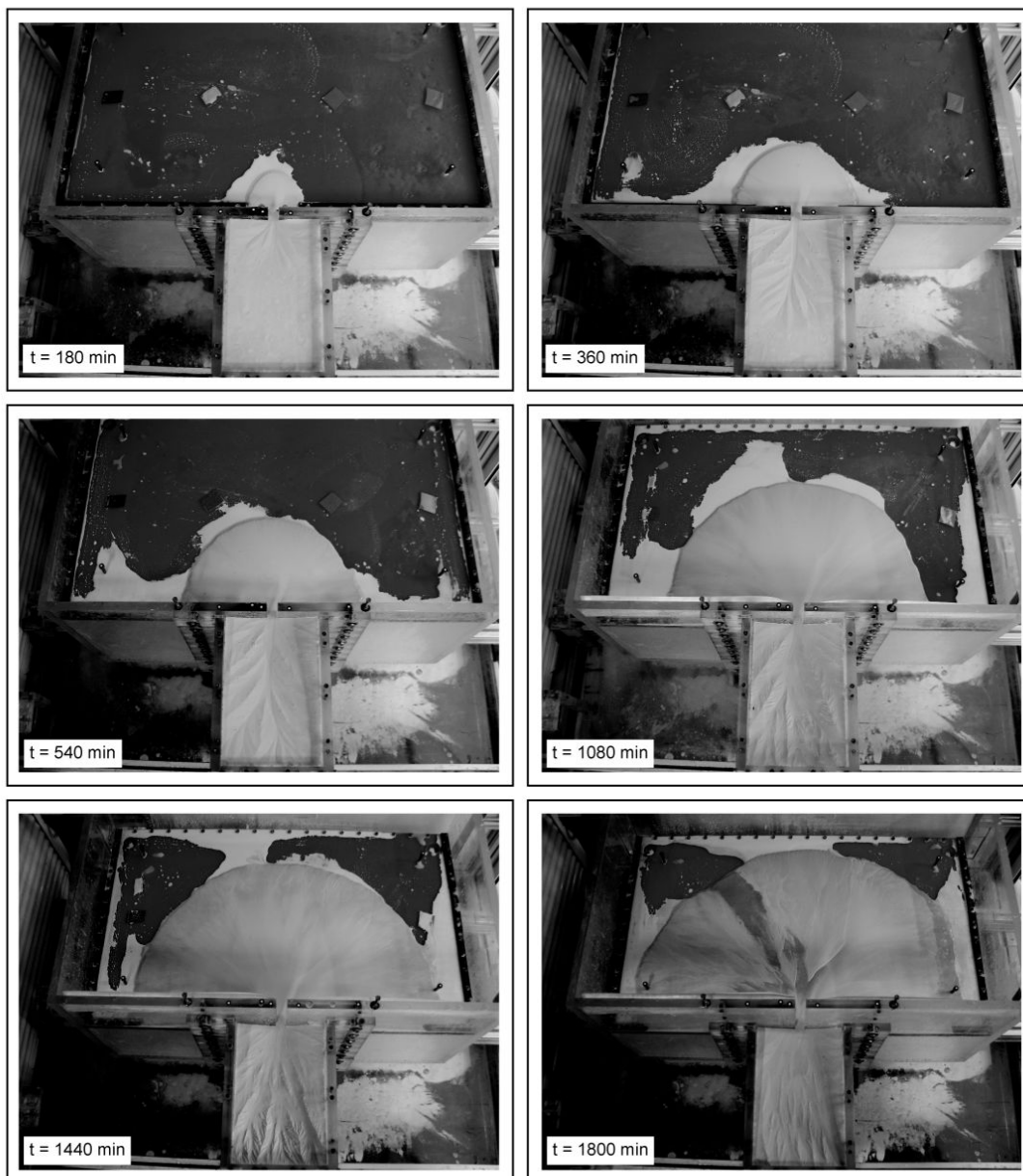
Evolution de l'expérience ES11 au cours du temps



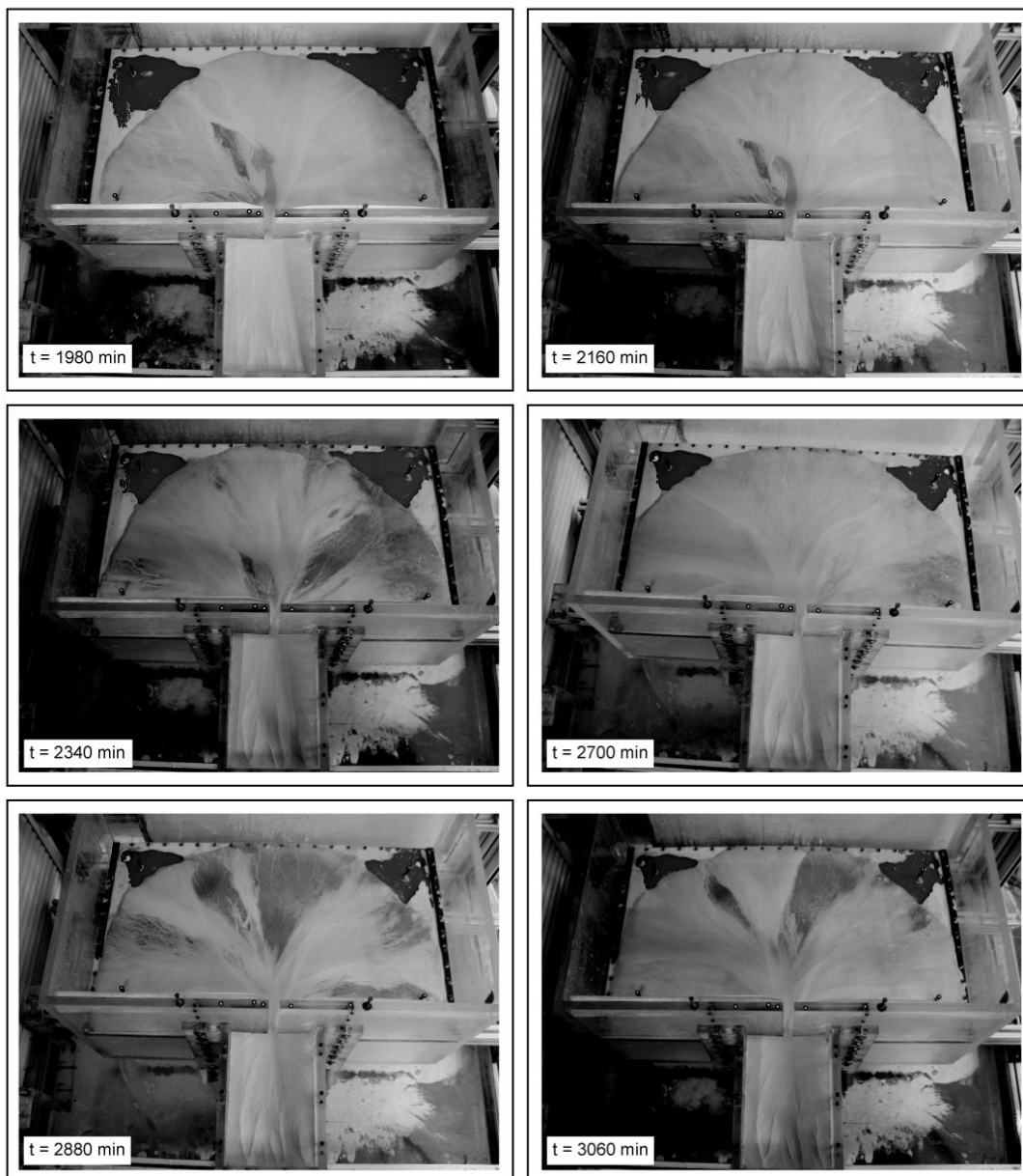
Evolution de l'expérience ES11 au cours du temps



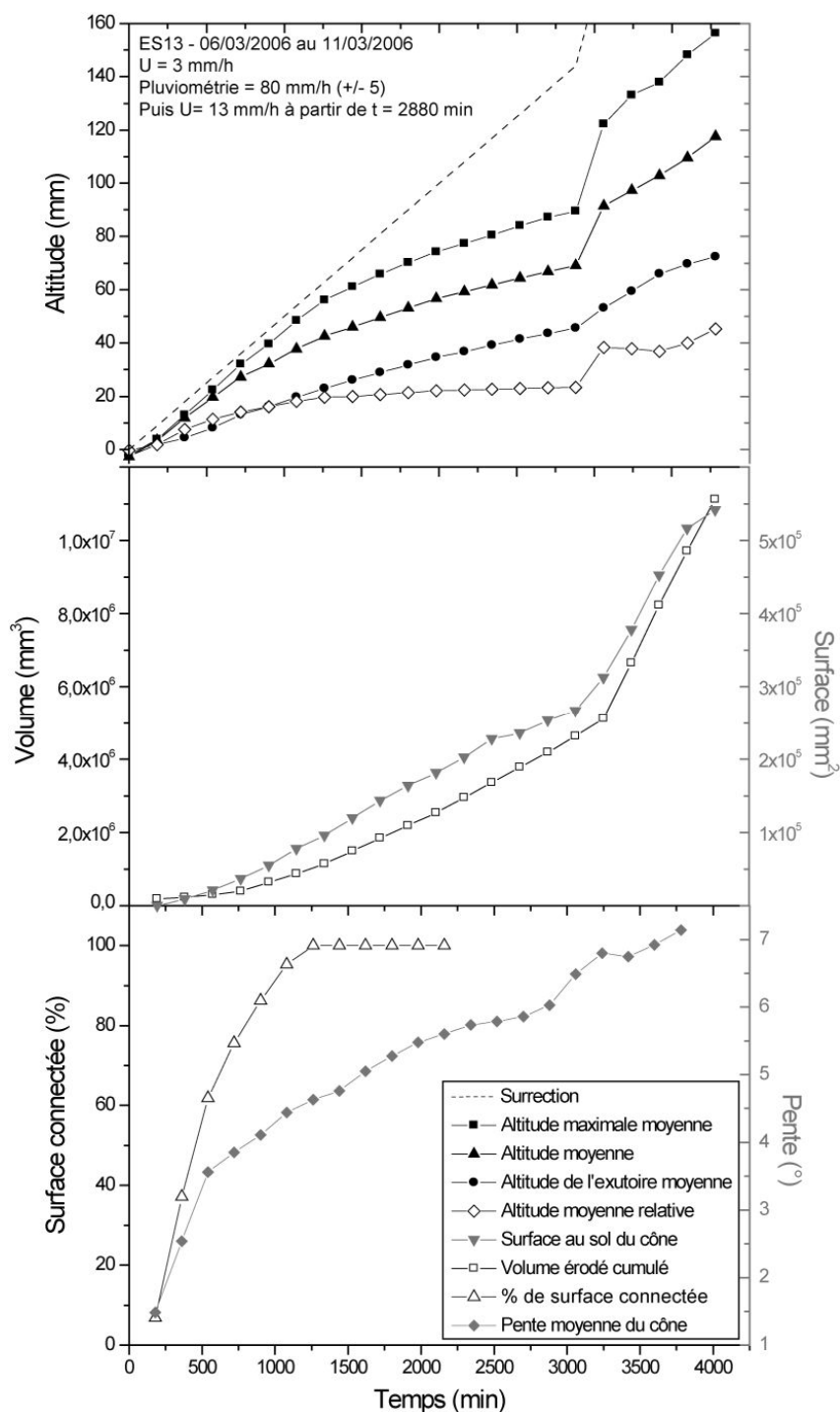
Expérience ES12. L'objectif est de tester le système dans son ensemble pour un taux de surrection de 7 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h , puis de diminuer le taux de surrection après l'équilibre.



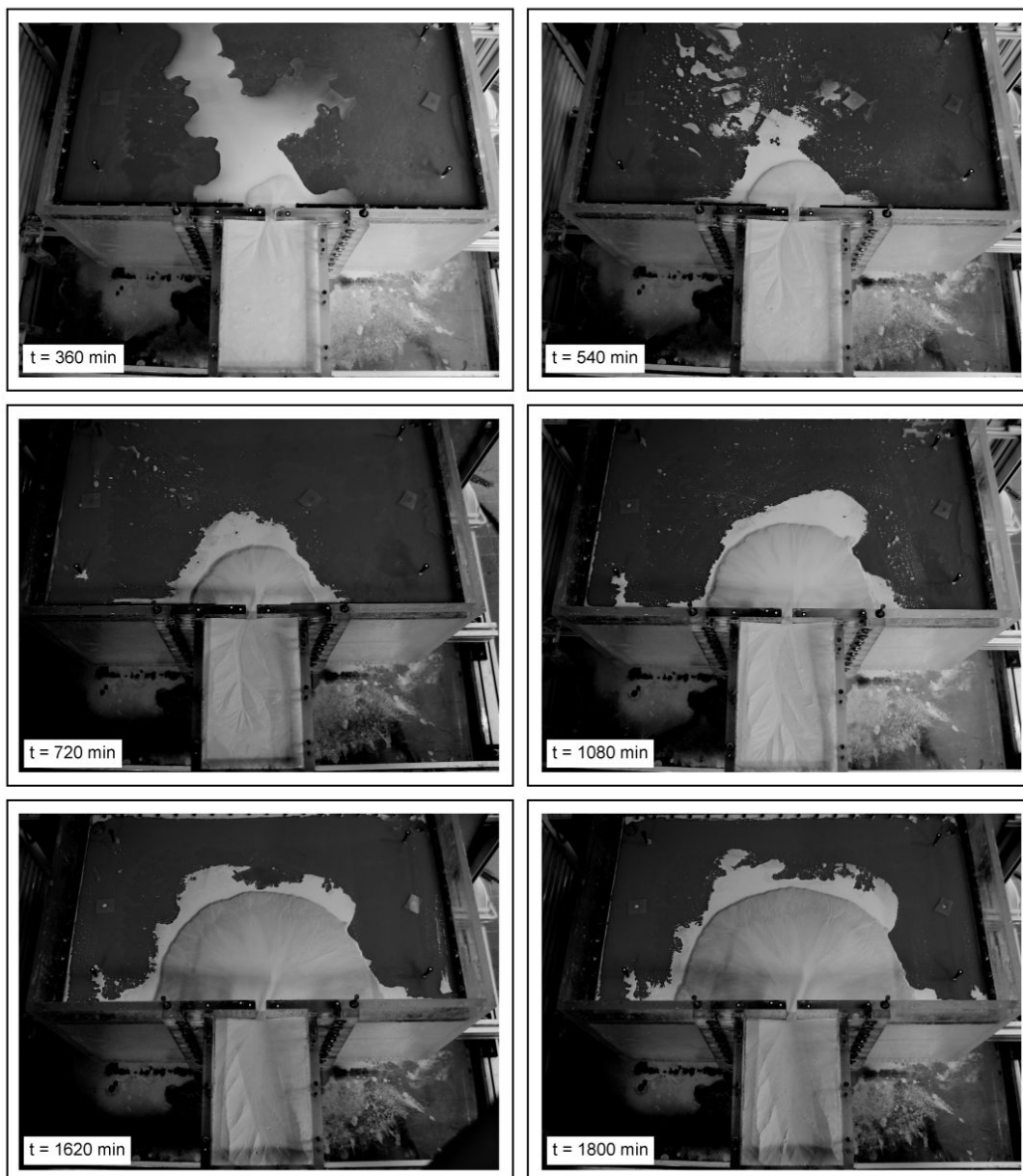
Evolution de l'expérience ES12 au cours du temps



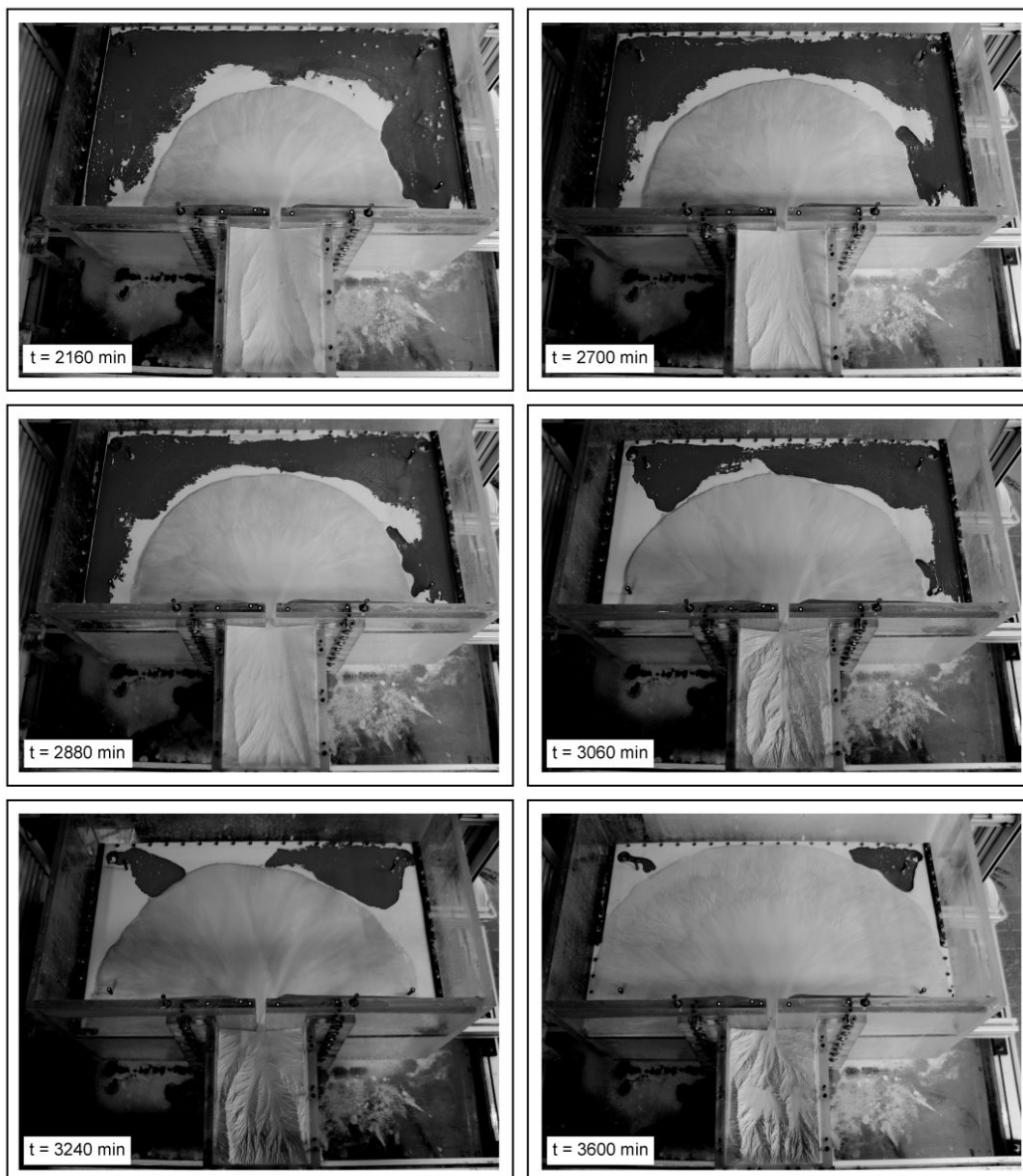
Evolution de l'expérience ES12 au cours du temps



Expérience ES13. L'objectif est de tester le système dans son ensemble pour un taux de surrection de 3 mm/h et une pluviométrie de 80 mm/h, puis d'augmenter le taux de surrection après l'équilibre.



Evolution de l'expérience ES13 au cours du temps



Evolution de l'expérience ES13 au cours du temps

A

- Ahnert F (1970) Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitudes drainage basins. *Am. J. Sci.* 268: 243-263
- Ahnert F (1976) Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model for landform development. *N. F. Suppl.* 25: 29-49
- Al-Farraj A (1996) Late Pleistocene geomorphology in Wadi Al-Bih U.A.E. and Oman: with special emphasis on wadi terraces and alluvial fans. PhD thesis, University of Liverpool
- Allen JRL (1978) Studies in fluvial sedimentation : an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology* 21: 129-147
- Allen PA, Densmore AL (2000) Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research* 12: 367-380
- Allen PA, Hovius N (1998) Sediments supply from landslide-dominated catchments. *Basin Research, Implications for basin-margin fans* 10: 19-35
- Armijo R, Meyer B, King GCP, Rigo A, Papanastassiou M (1996) Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International* 126: 11-53
- Armijo R, Meyer B, Hubert A, Barka A (1999) Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean; timing and kinematics. *Geology* 27 (3): 267-270
- Argus DF, Gordon RG, DeMets C, Stein S (1989) Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.* 94: 5585-5602
- van Asch ThWJ (1997) *tgla-Reader Deel 2: Bodemerosie*. Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University, pp. 243
- Ashmore PE (1988) Bedload transport in braided gravel-bed stream morphology. *Earth Surf. Process. Landforms* 13: 677-695
- Ashmore PE (1991) Channel morphology and bed load pulses in braided, gravel-bed streams. *Geografiska Annaler* 68: 361-371
- Ashworth PJ, Best JL, Leddy JO, Geehan GW (1994) The physical modelling of braided rivers and deposition of fine-grained sediment. *In: MJ Kirkby (eds) Process Models and Theoretical Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, UK, pp. 115-139
- Avouac JP, Burov EB (1996) Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research* 101: 17747-17769
- Aubouin J, Brunn JH, Celet P, Dercourt J, Godfriaux I, Mercier J (1963) *Esquisse de la Géologie de la Grèce*. Fallot Memorial Volume, Societe Geologique de France: 583-610

B

- Babault J, Bonnet S, Crave A, Van den Driessche J (2005) Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: An experimental approach. *Geology* 33: 301-304
- Babault J (2004) *Dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées*. Mémoires CAREN 112, Rennes
- Baker VR (1977) Stream channel response to floods, with examples from central Texas. *Bulletin of the Geological Society of America* 88: 1057-1071
- Baldwin JA, Whipple KX, Tucker GE (2003) Implications of the shear stress incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. *Journal of Geophysical Research* 108(B3) 2158 doi: 10.1029/2001JB000550
- Barbaroux L, Bousquet B (1976) Contribution à l'étude des sols méditerranéens - Les sols rouges du domaine hellénique en Grèce occidentale, signification climatique et stratigraphique. *Géologie méditerranéenne*, T III, 4: 237-250
- Barka A, Hancock P (1984) Neotectonic deformation patterns in the convex

- northwards arc of the North Anatolian fault. *In*: JE Dixon, AHF Robertson (eds) The Geological evolution of the eastern Mediterranean. Geological Society of London Special Publication 17, pp. 763-773
- Bassias Y, Triboulet C (1993) Tectono-metamorphic evolution of blueschist formations in the Peloponnesus (Parnon and Taygetos Massifs, Greece): A model of nappe stacking during Tertiary orogenesis. *Journal of Geology* 102: 697-708
- Bates RL, Jackson JA (1987) Glossary of Geology, 3rd edn. American Geological Institute, Alexandria, VA
- Beaty CB (1990) Anatomy of a White Mountains Debris-Flow - Making of an alluvial fan. *In*: AH Rachocki, M Church (eds) Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley and Sons, New York, pp. 69-89
- Beaty CB (1970) Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California, USA. *American Journal of Science* 268: 50-70
- Beaumont C, Fullsack P, Hamilton J (1992) Erosional control of active compressional orogens. *In*: KR McClay (eds) Thrust tectonics. Chapman & Hall, London, pp. 1-18
- Beaumont C, Jamieson RA, Nguyen MH, Lee B, (2001) Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature* 414: 738-742
- Best JL (1988) Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology* 35: 481-498
- van der Beek PA, Bishop P (2003) Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models. *Journal of Geophysical Research* 108: doi:10.1029/2002JB002125
- van der Beek PA, Braun J (1999) Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: Insights from numerical surface process models. *Journal of Geophysical Research* 104: 4945-4966
- van der Beek PA, Braun J (1998) Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scales: a parameter analysis and comparison with the southeastern highlands of Australia. *Basin Research* 10: 49-68
- van der Beek PA, Cloetingh S, Andriessen P (1994) Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: Constraints from tectonic modelling and fission-track thermochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47: 417-433
- van der Beek PA (1995) Tectonic Evolution of Continental Rifts: Inferences from Numerical Modelling and Fission Track Thermochronology, 47, PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam
- Belt ES (1968) Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada. *In*: G deV Klein (eds) Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America. Geological Society of America Special Paper 106, pp. 127-176
- Benda L, Dunne T (1997a) Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water. Resour. Res.* 33: 2865-2880
- Benda L, Dunne T (1997b) Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow. *Water. Resour. Res.* 33: 2849-2863
- Benziane B (2003) Evolution sédimentaire récente du golfe de Corinthe : résultats préliminaires de l'étude de la carotte MD01-2479. *Mém. Maitrise. Univ. Pierre et Marie Curie*
- Berggren WA, Hilgen FJ, Langereis CG, Kent DV, Obradovich JD, Raffi I, Raymo ME, Shackleton NJ (1995) Late Neogene chronology: new perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geological Society of America bulletin* 107: 1272-1287
- Bernard P, Briole P, Meyer B, Lyon-Caen H, Gomez JM, Tiberi C, Berge C, Cattin R, Hatzfeld D, Lachet C, Lebrun B, Deschamps A, Courboux F, Larroque C, Rigo A, Massonnet D, Papadimitriou P, Kassaras J, Diagourtas D,

- Makropoulos K (1997) The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* 1: 131-150
- Biron P, Best JL, Roy AG (1996) Effects of bed discordance on flow dynamics at open channel confluences. *J. Hydraulic Eng. ASCE* 122: 676-682
- von Blanckenburg F (2005) The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press
- Blair TC (1987) Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain national Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 57 (1): 1-18
- Blair TC (1985) Deposition chronology, sedimentary processes, and the resulting vertical stratification sequences in the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain national Park, Colorado. *In: RM Flores, MD Harvey (eds) Field guidebook to modern and ancient fluvial systems in the united states.* Fort Collins, Colorado. *Proceedings of the Third International Fluvial Conference*, pp. 96-101
- Blair TC, McPherson JG (1994a) Alluvial fan processes and forms. *In: AD Abrahams, AJ Parson (eds) Geomorphology of Desert Environments.* Chapman and Hall, London, pp. 354-402
- Blair TC, McPherson JG (1994b) Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64 (3): 450-489
- Blissenbach E (1954) Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Bulletin of the Geological Society of America* 65: 175-190
- Boothroyd JC (1976) Sandur plains, northeast Gulf of Alaska: a model for fan delta sedimentation in cold-temperature environments. *In: TP Miller (eds) Recent and Ancient Sedimentary Environments in Alaska.* Alaska Geol. Soc., pp. 1-13
- Bonnet S, Crave A (2006) Macroscale dynamics of experimental landscapes. *In: SJ-H Buiter, G Schreurs (eds) Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes.* Geological Society, London, Special Publications 253, pp. 327-339
- Bonnet S, Crave A (2003) Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology* 31: 123-126
- Bowman D (1988) The declining but non-rejuvenating base level - Lisan Lake, the Dead Sea area, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms* 13: 239-249
- Bowman SA, Vail PR (1992) Computer simulation of stratigraphy. *In: SA Bowman, JE Neal et al. (eds) Quantative sequence modelling.* CNRSIFP workshop, Dijon, France, pp. 80-130
- Braun J, Sambridge M (1997) Modeling landscape evolution on geological time scales: A new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research* 9: 27-52
- Brazier V, Whittington G, Ballantyne CK (1988) Holocene debris cone evolution in Glen Etive, Western Grampian Highlands, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 13: 525-531
- Briole P, Rigo A, Lyon-Caen H, Ruegg J, Papazissi K, Mistakaki C, Balodimou A, Veis G, Hatzfeld D, Deschamps A (2000) Active deformation, of the gulf of Korinthos, Greece: results from repeated GPS surveys between 1990 and 1995. *Journal of Geophysical Research* 105 (11): 25605-25625
- Brown LF Jr (1979) Deltaic sandstone facies of the mid-continental. *In: NJ Hyne (eds) Pennsylvanian Sandstone of the Mid-continent.* Tulsa, Geological Society Special Publication 1, pp. 35-63
- Bryan RB (1987) Processes and significance of rill development. *In: Bryan RB (eds) Rill erosion – processes and significance.*

- Catena Supplement 8, Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, pp. 1-15
- Bryan RB (1990) Knickpoint evolution in rillwash. *In*: Bryan RB (eds) Soil Erosion – Experiments and Models. Catena Supplement 17, Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, pp. 111-132
- Bryant M, Falk P, Paola C (1995) Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology* 23: 365-368
- Buick IS, Holland TJB (1989) The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. *In*: JS Daly, RA Cliff, BWD Yardley (eds) Evolution of metamorphic belts; proceedings of the 1987 joint meeting of the Metamorphic Studies Group and IGCP project 235. Geological Society special Publication, London, 43, pp. 365-369
- Bull WB (1991) Geomorphic responses to climate change. Oxford University Press (eds), Oxford, pp. 326
- Bull WB (1977) The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography* 1: 222-270
- Bull WB (1972) Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. *In*: JK Rigby, WK Hamblin (eds) Recognition of ancient environments. SPEM Special Publication 16, pp. 63-83
- Bull WB (1964) Relation of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 450-B: 51-53
- Bull WB (1962) Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 32: 211-216
- Bull WB (1961) Tectonic significance of radial profiles of alluvial fans in western Fresno County, California: US. Geological Survey Professional Paper 424B: 182-184
- Burbank DW, Puigdefabregas C, Munoz JA (1992a) The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104: 1101-1120
- Burbank DW, Verges J, Munoz JA, Bentham P (1992b) Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104: 3-17
- ## C
- Calvache ML, Viseras C, Fernandez J (1997) Controls on fan development- evidence from fan morphometry and sedimentology. *Sierra Nevada, SE Spain, Geomorphology* 21: 69-84
- Carroll AR, Bohacs KM (1999) Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27 (2): 99-103
- Carretier S, Lucazeau F (2005) How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments. *Basin Research* 17: 361-381
- Castelltort S, Van Den Driessche J (2003) How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? *Sedimentary Geology* 157, doi: 10.1016/S0037-0738(03)00066-6
- Catuneanu O (2002) Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Geological Society of Africa Presidential Review No. 1, Journal of African Earth Sciences* 35: 1-43
- Chambers (1984) *Chambers Science and Technology Dictionary*, Edinburgh, W&R Chambers Ltd
- Chéry J (2001) Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. *Geology* 29, 5: 439-442
- Chough S K, Hwang J G, Choe MY (1990) The Miocene Doumsan Fan-delta, Southeast Korea: a composite fandelta system in back-arc margin. *Journal of sedimentary petrology* 60: 445-455
- Christie-Blick N, Mountain GS, Miller KG (1990) Stratigraphic seismic stratigraphic record of sea-level change. *In*: R Revelle (eds) *Sea-level change*, National Research Council, Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington, DC, pp. 116-140

- Chronis G, Piper DJW, Anagnostou C (1991) Late Quaternary evolution of the Gulf of Patras, Greece: tectonism, deltaic sedimentation and sea-level change. *Marine Geology* 97: 191-209
- Clark M, Maheo G, Saleeby J, Farley KA (2005) The non-equilibrium landscape of the southern Nevada, California. *GSA Today* 15: doi:1130/1052-5173(2005)015
- Clarke PJ, Davies RR, England PC, Parsons B, Billiris H, Paradissis D, Veis G, Cross PA, Denys PH, Ashkenazi V, Bingley R, Kahle HG, Muller MV, Briole P (1998) Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophys. J. Int.* 135: 195-214
- Clarke AO (1989) Neotectonics and stream piracy on the Lytle Creek Alluvial Fan, Southern California. *California Geographer* 29: 21-42
- Clément C (2000) Imagerie sismique crustale de la subduction hellénique et du golfe de Corinthe. PhD thesis, Université de Paris VII
- Clevis Q, de Boer P, Wachter M (2003) Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. Elsevier, *Sedimentology* 163: 85-110
- Clevis Q, de Boer P, Nijman W (2004) Differentiating the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems: insights from a three-dimensional stratigraphic forward model. *Sedimentology* 51: 809-835
- Cocard M, Kahle H, Peter Y, Geiger A, Veis G, Felekis S, Paradissis D, Billiris H (1999) New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 172 (1-2): 39-47
- Colella A (1988) Fault controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, 16: 1031-1034
- Collier REL (1988) Sedimentary facies evolution in continental fault-bounded basins formed by crustal extension: the Corinth Basin, Greece. PhD thesis, University of Leeds
- Collier REL, Dart CJ (1991) Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. *Journal of the Geological Society, London* 148: 1049-1065
- Collier REL, Gawthorpe RL (1995) Neotectonics, drainage and sedimentation in central Greece: insight into coastal reservoir geometries in synrift sequences 80. *Geological Society Special Publication*: 165-181
- Collier REL, Leeder MR, Rowe PJ, Atkinson TC (1992) Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. *Tectonics* 11: 1159-1167
- Collier REL, Leeder MR, Trout M, Ferentinos G, Lyberis E, Papatheodorous G (2000) High sediment yields and cool, wet winters: rest of past glacial paleoclimates in the northern Mediterranean. *Geology* 28 (11): 999-1002
- Colombo F (1994) Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*: 235-238
- Combourieu Nebout N, Londeix L, Baudin F, Turon JL, von Grafenstein R, Zahn R (1999) Quaternary marine and continental paleoenvironments in the western mediterranean (site 976, Alboran sea): Palynological evidence. In: Zahn, Comas, Klaus (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 191, pp. 457-468
- Contreras J, Scholz CH, King GCP (1997) A general model of rift basin evolution: constraints of first order stratigraphic observations. *Journal of Geophysical Research* 102: 7673-7690
- Cowie PA, Attal M, Tucker GE, Whittaker AC, Naylor M, Ganas A, Roberts GP (2006) Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach. *Basin Research*, 18 (3), 231-266. doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00298.x

- Cowie PA, Vanneste C, Sornette D (1993) Statistical physics model for the spatio-temporal evolution of faults. *J. Geophys. Res.*, 98, 21809–21822
- Cowie PA, Scholz CH (1992) Physical explanation for displacement-length relationship for faults using a post-yield fracture mechanics model. *J. Struct. Geol.* 14: 1133-1148
- Crave A, Bonnet S, Lague D (2005) Influence of rainfall rate on laboratory-scale reliefs. *Journal of Geophysical Research*, in press
- Crave A, Davy P (2001) A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computers & Geosciences* 27: 815-827
- Crave A, Lague D, Davy P, Kermarrec JJ, Sokoutis D, Bodet L, Compagnon R (2000) Analogue modelling of relief dynamics. *Phys. Chem. Earth (A)* 25: 549-553
- Crews SG, Ethridge FG (1993) Laramide tectonics and humid alluvial fan sedimentation, NE Uinta Uplift, Utah and Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 420-436
- Cronin JJ, Neall VE, Lecointre JA, Palmer AS (1997) Changes in Whangachu River lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Rhuaepachu Volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 76: 47-61
- Cross TA (1991) High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. *In: J Dolson (eds) Unconformity Related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings, short course notes. Rocky Mountain Association of Geologists*, pp. 28-41
- Crowell JC (1973) Ridge basin southern California, sedimentary facies changes in tertiary rocks California transverse and southern coast range. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Field tripe guide*: 1-7
- Culling WEH (1960) Analytical theory of erosion. *The journal of Geology* 68 (3): 336-344
- D**
- Dahlen FA, Suppe J (1988) Mechanics, growth and erosion of mountain belts. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 218: 161-178
- Daly MC, Chorowicz J, Fairhead JD (1989) Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. *In: MA Cooper, GD Williams (eds) Inversion tectonics. Geological Society Special Publication* 44, pp. 309-334
- Dalrymple M, Prosser J, Williams B (1998) A dynamic system approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Statfjord formation (United Kingdom, northern North sea). *In: KW Shanley, PJ McCabe (eds) Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks. Soc. Ec. Paleontol. Mineral Spec. Publ.* 591, pp. 65-81
- Danatsas I (1994) Zur Entwicklung der miozänen-altpleistozänen Ostrakoden-Fauna des Korinth-Beckens, Griechenland. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 76: 191-200
- Dart CJ, Collier REL, Gawthorpe RL, Keller JVA, Nichols G (1994) Sequence stratigraphy of (?) Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Mar. Petrol. Geol.* 11: 545-560
- Davies TA, Hay WW, Worsley TR (1977) Estimates of Cenozoic sedimentation rates. *Science* 197: 53-55
- Davy P, Crave A (2000) Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics. *Phys. Chem. of the Earth (A)* 25: 533-541
- DeCelles PG, Gray MB, Ridgeway KD, Cole RB, Pivnik DA, Pequena N, Srivastava P (1991) Controls of synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590
- Denny CS (1965) Alluvial fans in the Death Valley region of California and Nevada. *U.S. Geological Survey Professional Paper* No. 466: 62
- Densmore AL, Ellis MA, Anderson RS (1998) Landsliding and the evolution of normal-

- fault-bounded mountains. *J. Geophys. Res.* 103: 15203-15219
- De Mets C, Gordon RG, Argus DF, Stein S (1994) Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21: 2191-2194
- De Vries M (1975) A morphological time-scale for rivers. *In: Proceedings of the XVIth IAHR Congress at Sao Paulo, Delft Hydraulics Publication 147*, pp. 1-7
- Dercourt J (1964) Contribution à l'étude géologique du secteur du Péloponnèse septentrional. PhD thesis, Faculté des sciences de l'Université de Paris
- Desperet C (1913) Observations sur l'histoire géologique pliocène et quaternaire du golfe et de l'isthme de Corinthe. *CR hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences* 156
- Desprairies A (1977) Etude sédimentologique de formations à caractères flysch et molasse. Macédoine et Epire, Grèce. PhD thesis, Université de Paris-Sud (Orsay)
- Dewey JF, Sengör AMC (1979) Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90: 84-92
- Dictionary of Geological Terms (1974) American Geological Institute, Anchor Books Edition
- Dietrich WE, Bellugi DG, Sklar LS, Stock JD, Heimsath AM, Roering JJ (2003) Geomorphic transport laws in predicting landscape form and dynamics. *In: Predictions in Geomorphology, Geophysical Monograph AGU* 135, pp. 1-30
- Doligez B, Beucher H, Geffroy F, Eschard R, Granjeon D, Joseph P (1999) Integrated reservoir characterization; improvement in heterogeneous stochastic modeling by integration of additional external constraints. How can stratigraphic modeling help constrain geostatistical reservoir simulations? *In: A Schatzinger, R Jordan, F John et al. (eds) Reservoir characterization; recent advances. American Association of Petroleum Geologists, Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, OK, United States* 71, pp. 333-342
- Dorn RI (1996) Climatic hypotheses of alluvial-fan evolution in Death Valley are not testable. *In: BL Rhoads, CE Thorn (eds.) The scientific nature of geomorphology. Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, Wiley and Sons*, pp. 191-220
- Dorn RI (1994) Alluvial fans as an indicator of climatic change. *In: AD Abrahams, AJ Parsons (eds) Geomorphology of Desert Environments. Chapman and Hall, London*, pp. 593-615
- Douglas I (1967) Man, vegetation and the sediment yield of rivers. *Nature*: 925-928
- Doutsos T, Koukouvelas I, Poulimenos G, Kokkalas S, Xypolias P, Skourlis K (2000) An exhumation model of the south Peloponnesus, Greece. *International Journal of Earth Sciences* 89: 350-365, doi:10.1007/s005310000087
- Doutsos T, Kontopoulos N, Poulimenos G (1988) The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Research* 1: 177-190
- Doutsos T, Piper DJW (1990) Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece. First stages of continental rifting. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 102: 812-829
- Doutsos T, Poulimenos G (1992) Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *Journal of Structural Geology* 14 (6): 689-699
- Drew F (1873) Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the upper-Indus Basin. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 29: 441-471
- Dufaure JJ (1975) Le relief du Péloponnèse. PhD thesis, Université Paris IV, France, pp. 1422
- Dufaure JJ, Bousquet B, Péchoux PY (1979) Contribution de la géomorphologie à la

connaissance du Quaternaire continental grec, en relation avec les études de néotectonique. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 21 (1): 29-40

Dunne LA, Hempton MR (1984) Deltaic sedimentation in Lake Hazar pull-apart basin, southeastern Turkey. *Sedimentology* 31: 401-412

E

Egan SS (1992) The flexural isostatic response of the lithosphere to extensional tectonics. *Tectonophysics* 202: 291-308

Ehlers TA, Farley KA (2003) Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications in tectonic and surface processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206: 1-14

Eliet PP, Gawthorpe RL (1995) Drainage development and sediment supply within rifts, examples from the Sperchios basin, central Greece. *Journal of the Geological Society, London* 152: 883-893

Engelund F, Hansen E (1967) A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. Teknisk Forlag, Copenhagen.

England P, Thompson AN (1984) Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology* 25: 894-928

England P, Wan ZH (1984) Instability of hyperconcentrated flow. *Journal of Hydraulic Engineering ASCE* 110: 219-233

Ethridge FG, Wescott WA (1984) Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. In: E Koster, RJ Steel (eds) *Sedimentology of Gravel and Conglomerates*. Canadian Society Petroleum Geology Memoir 10, pp. 217-236

Exadaktylos GE, Vardoulakis I, Stavropoulou MC, Tsombos P (2003) Analogue and numerical modeling of normal fault patterns produced due to slip along a

detachment zone. *Tectonophysics* 376: 117-134

F

Faccenna C, Becker TC, Pio Lucente F, Jolivet L, Rossetti F (2001) History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.* 145: 809-820

Fairbanks RG (1989) A 17,000-year glacioeustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deepocean circulation. *Nature* 342: 637-642

Faure M, Bonneau M, Pons J (1991) Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegean (Greece). *Bull. Soc. Geol. France* 162: 3-12

Ferentinis G, Papatheodourou G, Collin MB (1988) Sediment transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology* 83: 43-61

Fleury JJ (1980) Les zones de Gavrovo-Tripolitsa et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans le cadre alpin. PhD thesis, Société Géologique du Nord 1 (4): 473

Flint J-J (1974) Stream Gradient as a Function of Order, Magnitude, and Discharge. *Water Resources Research* 10 (5): 969-973

Flotté N (2002) Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement : Le rift de Corinthe-Patras, Grèce. PhD thesis, Université de Paris-Sud XI

Flotté N, Sorel D, Müller C, Tensi J (2005) Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics* 403: 77-94

Ford M, Williams EA, Malartre F, Popescu SP (in press) Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: C Paola, GJ Nichols,

- EA Williams (eds) I.A.S., Special Publication
- Fournier F (1960) Climat et Érosion. 47 Presses Universitaires de France, Paris
- Foster MA, Lister GS (1999) Detachment fault in the Aegean core complex of Ios, Cyclades, Greece. *In*: U Ring, MT Brandon, GS Lister, SD Willett (eds) Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion. Geological Society Special Publication, London, 154, pp. 305-323
- Fraser GS, DeCelles PG (1992) Geomorphic controls on sediment accumulation at margins of foreland basins. *Basin Research* 4: 233-252
- French RH (1987) Hydraulic processes on alluvial fans. Elsevier, Amsterdam
- Frogle MR, Griffiths HI, Heaton THE (2001) Historical biogeography and Late Quaternary environmental change of Lake Pamvotis, Ioannina (NW Greece): evidence from ostracods. *Journal of Biogeography* 28: 745-756
- Frostick LE, Reid I (1989) Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel. *Journal of the Geological Society, London*, 146: 527-538
- Frydas D (1987) Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen von NW-Peloponnes. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.* 5: 274-286
- Frydas D (1989) Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW- und W-Peloponnes, Griechenland. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.* 6: 321-344
- Funnell BM (1995) Global sea-level and the (pen)insularity of late Cenozoic Britain. *In*: RC Preece (eds) A Quaternary perspective. Geological Society Special Publications, Island Britain, London, pp. 3-13
- Fytikas MD, Kolios NP (1979) Preliminary heatflow map of Greece. *In*: V Cermak, L Rybach (eds) Terrestrial Heatflow in Europe, Springer-Verlag, New York, pp. 197-205
- Fytikas M, Innocenti F, Manetti P, Mazzuoli R, Peccerilo A, Villari L (1984) Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 17: 687-699
- ## G
- Galloway WE, Hobday DK (1996) Terrigenous clastic depositional systems. Applications to fossil fuel and groundwater resources. Springer, Berlin: 489
- Galloway WE (1976) Sediments and stratigraphy framework of the Copper River fan delta, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 726-737
- Galloway WE (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In*: ML Broussard (eds) Deltas. Houston Geological Society, pp. 87-98
- Gautier P, Brun JP, Jolivet L (1993) Structure and kinematics of upper cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonics* 12 (5): 1180-1194
- Gautier P, Brun JP (1994) Crustal scale geometry and kinematics of late orogenic extension in the central aegean (Cyclades, Evvia Island). *Tectonophysics* 238: 399-424
- Gautier P, Brun JP, Moriceau R, Sokoutis D, Martinod J, Jolivet L (1999) Timing kinematics and cause of the Aegean extension : a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics* 315: 31-72
- Gawthorpe RL, Fraser AJ, Collier RELI (1994) Sequence stratigraphy in active extensional basins: implication for the interpretation of ancient basin-fills. *Mar. Petrol. Geol.* 11 (6): 642-658
- Gawthorpe RL, Hardy S, Ritchie B (2003) Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. *Sedimentology* 50 (1): 169-185
- Gawthorpe RL, Hurst JM, Sladen CP (1990) Evolution of Miocene footwall-derived coarse grained deltas, Gulf of Suez, Egypt: implications for exploration. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 74: 1077-1086

- Gawthorpe RL, Leeder MR (2000) Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12: 195-218
- Germanosky D (1990) Laboratory study of braided channel response to variable rates of baselevel change. *Trans. Am. Geophys. Union* 71, pp. 513
- Germanosky D (1991) Flume study of the relative impact of falling baselevel in braided rivers. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 23 (5), A240
- Germanosky D, Miller JR (1995) Geomorphic response to wildfire in an arid watershed, Crow Canyon, Nevada. *Physical Geography* 16: 243-256
- Gerson R (1982) Talus relicts in deserts: a key to major climatic fluctuations. *Israel Journal of Earth Sciences* 31: 123-132
- Ghorbal B (2002) Quels arguments en faveur d'un détachement plio-quaternaire au sud du Golfe de Corinthe? Rapport de DEA, Université de Paris VI
- Ghisetti F, Vezzani L (2005) Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). *Tectonics* 24 doi: 10.1029/2004TC001696
- Gilbert GK (1885) The topographic features of lake shores. *Ann. Rep. U.S. geol. Surv.* 5: 69-123
- Gilbert GK (1914) Transportation of debris in the Sierra Nevada. *US Geol. Surv. Prof. Paper* 86, pp. 263
- Glock WS (1931) The development of drainage systems: A synoptic view. *Georg. Rev.* 21: 475-482
- Gloppen TG, Steel RJ (1981) The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian, Norway) – a study in the significance of bedding sequences in conglomerates. *In: FG Ethridge, R.M. Flores (eds) Recent and Ancient Non-Marine Depositional Environments: Models for Exploration. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 31, pp. 49-69
- Gohain K, Parkash B (1990) Morphology of the Kosi megafan. *In: AH Rachocki, M Church (eds) Alluvial Fans: A Field Approach. John Wiley & Sons, Chichester*, pp. 151-178
- Goldsworthy M, Jackson J, Haines J (2002) The continuity of active faults in Greece. *Geophys. J. Int.* 148: 596-618
- Goldsworthy M, Jackson J (2001) Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *J. Struct. Geol.* 23: 489-506
- Govers G (1985) Selectivity and transporting capacity of thin flows in relation to rill erosion. *Catena* 12: 35-49
- Govers G (1987) Spatial and temporal variability in rill development processes at the Huldenberg Experimental Site. *In: RB Bryan (eds) Rill Erosion – Processes and Significance. Catena Supplement* 8, pp. 17-34
- Gradstein FM, Ogg JC, Smith AG et al. (2004) *A Geological Time Scale 2004. Cambridge University Press. International Commission on Stratigraphy*, www.stratigraphy.org
- Graf WH (1971) *Hydraulics of Sediment Transport. McGraw-Hill*, pp. 513
- Graf WH (1983) Variability of sediment removal in a semiarid watershed. *Water Resour. Res.* 19(3): 643-652
- Graf WH (1984) *Hydraulics of Sediment Transport. Water Resource Publications, Littleton, CO, USA*
- von Grafenstein R, Zahn R, Tiedemann R, Murat A (1999) Planktonic $\delta^{18}O$ records at Sites 976 and 977, Alboran Sea : Stratigraphy, forcing, and paleoceanographic implications. *In: R Zahn, MC Comas et al. (eds) Ocean Drilling Program. Proc. ODP, Sci. Results* 161, College Station, pp. 469-479
- Gran K, Paola C (2001) Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. *Water Resour. Res.* 37 (12): 3275-3283
- Granjeon D (1997) Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. PhD thesis, Université de Rennes 1, pp. 175
- Granjeon D, Joseph P (1999) Concepts et applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modelling. *In: Numerical Experiments in*

- Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations. SEPM Special Publications 62, Tulsa, pp. 197-210
- Guillocheau F (1995) Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 320, Série Iia: 1141-1157
- Gupta S (1997) Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the ganges foreland basin. *Geology*:11-14
- ## H
- Hack JT (1957) Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 294 B: 45-94
- Hack JT (1960) Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science* 258: 80-97
- Hageman J (1979) Late Cenozoic history of the Pyrgos area, western Peloponnesus. *In: VI Coll. Geol. Aegean Region, Athènes II*, pp. 667-674
- Hancock G, Willgoose G (2001) Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model: declining equilibrium landforms. *Water Resour. Res.* 37: 1981-1992
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago present). *Science* 235: 1156-1167
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. *In: Sea-level changes, an integrated approach*. SEPM, Spec. Publ. 42, pp. 71-108
- Hardy S, Gawthorpe RL (1998) Effects of variations in fault slip rate on sequence stratigraphy in fan deltas: insights from numerical modelling. *Geology* 26: 911-914
- Hardy S, Dart CJ, Waltham D (1994) Computer modelling of the influence of tectonics on sequence architecture of coarse-grained fan deltas. *Mar. Petrol. Geol.* 11: 561-574
- Harvey AM (2004) The response of dry-region alluvial fans to late Quaternary climatic changes. *In: AS Alsharan, WW Wood (eds) Desertification in the third Millenium*. Balkema, Rotterdam, pp. 83-98
- Harvey AM (2002) The relationships between alluvial fans and fan channels within Mediterranean mountain fluvial systems. *In: LJ Bull, MJ Kirkby (eds) Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 205-226
- Harvey AM (1997) The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. *In: DSG Thomas (eds) Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. 2nd Ed, Wiley and Sons, pp. 231-259
- Harvey AM (1989) The occurrence and role of arid zone alluvial fans. *In: DG Thomas (eds) Arid zone geomorphology*. Halstead Press, Belhaven, pp. 136-158
- Harvey AM, Mather AE, Stokes M (2005) Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics – introduction. A review of alluvial fan research. *In: AM Harvey, AE Mather, M Stokes (eds) Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Special Publication of the Geological Society of London v. 251, pp. 1-7
- Harvey AM, Silva PG, Mather AE, Goy JL, Stokes M, Zazo C (1999a) The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. *Geomorphology* 28: 1-22
- Harvey AM, Wells SG (2003) Late quaternary alluvial fan development, relations to climatic change, Soda Mountains, Mojave Desert, California. *In: N Lancaster, Y Enzel, SG Wells (eds) Environmental Change in The Mojave Desert*. Geological Society of America, Special Paper 368, pp. 207-230
- Harvey AM, Wells SG (1994) Late Pleistocene and Holocene changes in hillslope sediment supply to alluvial fan systems, California. *In: AC Millington, K Pye (eds) Environmental Change in Drylands: Biogeographical and*

- Geomorphological Perspectives. Wiley, London, pp. 67-84
- Harvey AM, Wigand PE, Wells SG (1999b) Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: Contrasts between the margins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA. *Catena* 36: 255-281
- Hasbargen LE, Paola C (2000) Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology* 28: 1067-1070
- Hatzfeld D, Kementzetzidou V, Karakostas V, Ziazia M, Nothard S, Diagourtas D, Deschamps A, Karakaisis G, Papadimitriou P, Scordilis M, Smith R, Voulgaris N, Kiratzi S, Makropoulos K, Bouin MP, Bernard P (1996) The Galaxidi Earthquake of the 18 November 1992: A Possible Asperity within the Normal Fault System of the Gulf of Corinth (Greece). *Bulletin of the Seismological Society of America* 86: 1987-1991
- Hatzfeld D, Karakostas V, Ziazia M, Kassaras I, Papadimitriou E, Makropoulos K, Voulgaris N, Papaioannou C (2000) Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.* 141: 438-456
- Hay W, Sloan JL, Wold CN (1988) Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction. *J. Geophys. Res.* 93: 14933-14940
- Hay W, Shaw C, Wold C (1989) Mass-balanced paleogeographic reconstructions. *Geol. Rundsch.* 78: 207-242
- van Heijst MWIM, Postma G (2001) Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. *Basin Research* 13: 269-292
- van Heijst MWIM, Postma G, Meijer XD, Snow JN, Anderson JB (2001) Quantitative analogue flume-model study of river-shelf systems: principles and verification exemplified by the Late Quaternary Colorado river-delta evolution. *Basin Research* 13: 243-268
- Heller PL, Burns BA, Marzo M (1993) Stratigraphic solution sets for determining the roles of sediments supply, subsidence and sea level in transgressions and regressions. *Geology* 21: 747-750
- Heller PL, Paola C, Hwang I, John B, Steel R (2001) Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental basin (XES 96-1). *Bull. Am. Ass. Petroleum Geols.* 85: 817-838
- Heward AP (1978) Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. *In: AD Miall (eds) Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 5, pp. 669-702
- van Hinsbergen DJJ, Hafkenscheid E, Spakman W, Meulenkamp JE, Wortel MJR (2005) Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology* 33 (4): 325-328
- Hjulström F (1935) Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of Geological Institute of Uppsala* 25: 221-527
- Hoey TB, Sutherland AJ (1991) Channel morphology and bedload pulses in braided rivers: a laboratory study. *Earth Surf. Proc. Landforms* 16: 447-462
- Hoffman PF, Grotzinger JP (1993) Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style. *Geology* 21: 195-198
- Holmes A (1965) *Principles of Physical Geology*. The Ronald Press (eds) New York, pp. 1288
- Holmes A (1944) *Principles of Physical Geology*. Nelson & sons, London, pp. 532
- Hooke RL (1967) Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology* 75: 438-460
- Hooke RL (1968b) Model geology: prototype and laboratory streams: discussion. *Geological Society of America Bulletin* 79: 391-394
- Hooke RL (1968a) Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *American Journal of Science* 266: 609-629

- Hooke RL (1972) Geomorphic evidence for Late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 83: 2073-2098
- Hooke RL, Rohrer WL (1977) Relative erodibility of source-area rock types, as determined from second-order variations in alluvial fan size. *Bulletin of the Geological Society of America* 88: 1177-1182
- Hooke RL, Rohrer WL (1979) Geometry of alluvial fans: effect of discharge and sediment size. *Earth Surface Processes and Landforms* 4: 147-166
- Hooke RL, Dorn RI (1992) Segmentation of alluvial fans in Death Valley, California: new insights from surface-exposure dating and laboratory modeling. *Earth Surface Processes and Landforms* 17: 557-574
- Horton BK, Schmitt JG (1996) Sedimentology of a lacustrine fan delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology* 34: 1029-1054
- Hovius N (1998) Controls on sediment supply by large rivers. *In*: KW Shanley, PJ McCabe (eds) *Relative role of Eustasy, Climate, and Tectonics in Continental Rocks*. SEPM Special Publication 59, Tulsa, pp. 3-16
- Hovius N, Stark CP, Hao-Tsu C, Jiun-Chuan L (2000) Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central range, Taiwan. *J. Geol.* 108: 73-89
- Horvath F, Berckhemer H (1982) Mediterranean back-arc basins. *In*: H Berckhemer, KJ Hsü (eds) *Alpine-Mediterranean geodynamics*. *Geodynamics Research* 7, pp. 609-620
- Howard AD (1994) A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resour. Res.* 30: 2261-2285
- Howard AD (1982) Equilibrium and time scales in geomorphology: application to sand-bed alluvial streams. *Earth Surf. Process. Landforms* 7: 303-325
- Howard AD, Kerby G (1983) Channel changes in badlands. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94: 739-752
- Howard AD, Dietrich WE, Seidl MA (1994) Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res.* 99: 13971-13986
- Humphrey NF, Heller PL (1995) Natural oscillations in coupled geomorphic systems: an alternative origin for cyclic sedimentation. *Geology* 23: 499-502
- Hunt CB, Mabey DR (1966) *Stratigraphy and structure, Death Valley, California*. US Geological Survey Professional Paper, 494A

I

- Ibbeken H, Schleyer R (1991) *Source and Sediment: a Case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy)*, Springer-Verlag, Berlin, 47
- Ijjasz-Vasquez EJ, Bras RL (1995) Scaling regimes of local slopes versus contributing area in digital elevation models. *Geomorphology* 13: 299-311
- Imbrie J, Hays JD, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Morley JJ, Pisias NG, Prell WL, Shackleton NJ (1984) *In*: A Berger (eds) *The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record in Milankovitch and Climate*. Springer, New York, vol. 1, pp. 269-305

J

- Jackson JA, Leeder MR (1994) Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley. *J. struct. Geol.* 1041-1059
- Jackson JA, Norris R, YOUNSON J (1996) The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *J. struct. Geol.* 217-234
- Jacobshagen V, Durr S, Kockel F, Kopp KO, Kowalczyk G, Berckhemer H, Buttner D (1978) Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. *In*: H Closs, D Roeder, KE Schmidt (eds) *Alpes, Apennines, Hellenides. Schweizerbart'sche*

- Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 537-564
- Jervey MT (1988) Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In*: CK Wilgus, BS Hastings, CGStC Kendall, HW Posamentier, CW Ross, JC VanWagoner (eds) Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication no. 42, pp. 47-69
- Jiongxin X (2005) Precipitation-vegetation coupling and its influence on erosion on the Loess Plateau, China. *Catena* 64: 103-116
- Jolivet L, Brun JP, Gautier P, Lallemeant S, Patriat M (1994) 3D kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present, insights from the ductile crust. *Bul. Soc. Geol. France* 165 (3): 195-209
- Jolivet L, Goffé B, Monié P, Truffert-Luxey C, Patriat M, Bonneau M (1996) Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics* 15 (6): 1129-1153
- Jolivet L, Goffé B, Bousquet R, Oberhänsli R, Michard A (1998) Detachment in high pressure mountains belts, Tethyan examples. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 32-47
- Jolivet L (2001) A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 95-104
- Jolivet L, Faccenna C, Goffé B, Burov E, Agard P (2003) Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *Am. J. Science* 303: 353-409
- Julien PY (1994) *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press, pp. 280
- K**
- Kahle HG, Straub C, Reilinger R, McClusky S, King R, Hurst K, Veis G, Kastens K, Cross P (1998) The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics* 294 (3-4): 237-252
- Karner DB, Levine J, Medeiros BP, Muller BA (2002) Constructing a stacked benthic $\delta^{18}O$ record. *Paleoceanography* 17(3): 1030, doi:10.1029/2001PA000667
- Katagas C et al. (1993) Geological map of Greece, 1:50000, Dhervenion Sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration
- Kelletat D, Kowalczyk G, Schroder B, Winter KP (1976) A synoptic view on the neotectonic development of the Peloponnesian Coastal Regions. *Zeitung deutsche der Geologische Gesellschaft* 127: 447-465
- Kendall CGSC, Lerch I (1988) The rise and fall of eustasy. *In*: CK Wilgus et al. (eds) Sea-level changes: An integrated approach. Special Publication of Econ., Paleontology and Mineralogy 42, pp. 3-17
- Kendall CGSC, Moore P, Strobel J, Cannon R, Perlmutter M, Bezdek J, Biswas G (1991a) Simulation of the sedimentary fill of basins. *In*: EK Franseen, WL Watney et al. (eds) *Sedimentary Modelling: Computer simulations and methods for improved parameter definition*. Geol. Surv. Bull., Kansas, pp. 9-30
- Kenyon PM, Turcotte DL (1985) Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96: 1457-1465
- Keraudren B (1970, 1971, 1972). Les formations quaternaires marines de la Grèce. PhD thesis, Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco 16: 5-153; 17: 87-169; 18: 223-270
- Keraudren B, Sorel D (1987) The terraces of Corinth (Greece) : a detailed record of eustatic sea level variations during the last 500 000 years. *Marine Geology* 77 (1-2): 99-107
- Kessel RH (1985) Alluvial fan systems in a wet-tropical environment, Costa Rica. *National Geographic Research* 1: 450-469
- Kim SB (1995) Discussion: alluvial fans and their natural distinction from rivers based

- on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research. Section A, Sedimentary Petrology and Processes* 65: 706-708
- Kirby E, Whipple K (2001) Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29: 415-418
- Kirby E, Whipple KX, Tang W, Chen Z (2003) Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2001JB000861
- Kirchner JW, Finkel RC, Riebe CS, Granger DE, Clayton JL, King JG, Megahan WF (2001) Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales. *Geology* 29: 591-594
- Kirkby MJ, Cox NJ (1995) A climatic index for soil erosion potential (CSEP) including seasonal and vegetation factors. *Catena*: 333-352
- Kirkby MJ (1971) Hillslope process-response models based on the continuity equation. *Spec. Publ. Inst. Br. Geogr.* 3: 15-30
- Kodama Y, Ikeda H, Iijima H (1992) Longitudinal sediment sorting along a concave upward stream profile in a large flume. *Rep. of the Hydr. Experimental Ctr.* 16: 119-123
- Koltermann CE, Gorelick SM (1992) Paleoclimatic signature in terrestrial flood deposits. *Science* 256: 1775-1782
- Kontopoulos N, Doutsos T (1985) Sedimentology and tectonics of the Antirion area (Western Greece). *Bull. Geol. Soc. Italia* 104: 479-489
- Kooi H, Beaumont C (1994) Escarpement evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *J. Geophys. Res.* 99: 12191-12209
- Koons PO (1989) The topographic evolution of collisional mountain belts: A numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *Am. J. Sci.* 289: 1041-1069
- Koons PO (1990) Two-sided orogen: Collision and erosion from the sandbox to the Southern Alps, New Zealand. *Geology* 18: 679-682
- Koss JE, Ethridge FG, Schumm SA (1994) An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *J. Sedim. Res.* B64: 90-98
- Koster EH, Steel RJ (1988) Sedimentology of Gravels and Conglomerates. *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir* 10
- ## L
- Lague D (2002) Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace: modélisation expérimentale, numérique et théorique. *Mémoires CAREN, Rennes 1*, pp. 151
- Lague D, Davy P (2003) Constraints on the long-term colluvial erosion law by analysing slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2002JB001893
- Lague D, Crave A, Davy P (2003) Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *J. Geophys. Res.* 108
- Lague D, Hovius N, Davy P (2005) Discharge, discharge variability, and the bedrock profile. *J. Geophys. Res.* 110, doi:10.1029/2004JF000529
- Lambiasi JJ (1991) A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. *In: B.J. Katz (eds) Lacustrine basin exploration|case studies and modern analogs. American Association of Petroleum Geologists Memoir no. 50*, pp. 265-286
- Langbein WB, Schumm SA (1958) Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Trans. Am. Geophys. Un.* 47: 1076-1084
- Latorre D (2004) Imagerie sismique du milieu de propagation à partir des ondes directes et converties: application à la région d'Aigion (Golfe de Corinthe, Grèce). PhD thesis, Géosciences Azur
- Laskar J, Joutel F, Boudin F (1993) Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.* 270: 522-533

- Lavé J, Avouac JP (2000) Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.* 105: 5735-5770
- Lavé J, Avouac JP (2001) Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.* 106(B11): 26561-26591
- Lavigne F, Suwa H (2004) Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. *Geomorphology* 61: 41-58
- Le Pichon X, Angelier J (1979) The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 60: 1-42
- Le Pichon X, Chamot Rooke N, Lallemand S, Noomen R, Veis G (1995) Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100 (B7): 12675-12690
- Le Pourhiet (2004) Modélisation thermomécanique de l'extension continentale : développements théoriques et applications au golfe de Corinthe (Grèce). PhD thesis, Université de Paris VI
- Le Pourhiet L, Burov E, Moretti I (2003) Initial crustal thickness geometry controls on the extension in a back arc domain: The case of the Gulf of Corinth. *Tectonics* 22 (4): 1032-1041
- Le Pourhiet L, Burov EB, Moretti I (2004) Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (study case in the Gulf of Corinth). *Tectonics* 23 TC4005
- Leddy JO, Ashworth PJ, Best JL (1993) Mechanisms of anabranch avulsion within gravel-bed braided rivers: observations from a physical scale model. *In: JL Best, CS Bristow (eds) Braided Rivers. Geol. Soc. Spec. Publ.* 7, pp. 119-127
- Lee J, Lister GS (1992) Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology* 20: 121-124
- Leece SA (1991) Influence of lithologic erodibility on alluvial fan area, western White Mountains, California and Nevada. *Earth Surface Processes and Landforms* 16: 11-18
- Leeder MR (1978) A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. *In: AD Miall (eds) Fluvial sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 5, pp. 587-596
- Leeder MR (1993) Tectonic controls upon drainage basin development, river channel migration and characterization. *Special Publication of the Geological Society of London* 73: 7-22
- Leeder MR, Harris T, Kirkby MJ (1998) Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. *Basin Research* 10: 7-18
- Leeder MR, Jackson J (1993) Interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from western United States and Mainland Greece. *Basin Research* 5: 79-102
- Leeder MR, Gawthorpe RL (1987) Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *In: J Brooks, K Glennie (eds) Petroleum Geology of North West Europe. Graham and Trotman, London,* pp. 139-152
- Leeder MR, McNeill LC, Collier REL, Portman C, Rowe PJ, Andrews JE (2003) Corinth rift margin uplift: New evidence from Late Quaternary marine shorelines. *Geophysical Research Letters* 30 (12): 13-14
- Lekkas S, Papanikolaou D (1978) On the phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. Géol. Pays Hellén.* 29: 395-410
- Leopold LB, Bull WB (1979) Base level, aggradation, and grade. *American Philosophical Society, Proceedings* 123: 168-202
- Liakourous DE (1971) Geomorphological and Geological studies of the Lower Acheloos Basin (Upper Part). PhD thesis, University of Athènes, pp. 84
- Lisiecki LE, Raymo ME (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records.

- Paleoceanography 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071
- Lourens LJ, Antonarakou A, Hilgen FJ, van Hoof AAM, Vergnaud-Grazzini C, Zachariasse WJ (1996) Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* 11: 391-413
- Lull HW, Reinhart KG (1972) Forests and floods in the eastern United States. US Department of Agriculture, Forest Service Research Paper NE-226, Northeastern Forest Experiment Station, Upper Darby, Pennsylvania, pp. 94
- Lustig LK (1965) Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. US Geological Survey Professional Paper 352-F: 131-190
- Lykousis V, Sakelleriou D, Moretti I, Kaberi H (2004) Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: sequence stratigraphy, fault-slip and subsidence rates. *Mar. Geol.*, submitted for publication
- ## M
- Macke D (1976) Stratigraphy and sedimentology of experimental alluvial fans. MSc thesis, Colorado State University, pp. 115
- Makris J (1975) Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *Journal of Geophysics* 41 (4): 441-443
- Makris J (1977) Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamb. Geophys. Einzelschriften* 34 (124) Hamburg.
- Malartre F, Ford M, Williams EA (2004) Preliminary biostratigraphy and 3D lithostratigraphy of the Vouraikos Gylbert-type fan delta. Implications for the evolution of the Gulf of Corinth, Greece. *C. R. Geoscience* 336: 269-280
- Mardon SA (2000) Flow structure and mid-channel bar growth in braided rivers. Unpublished PhD thesis, School of Geography, University of Leeds
- Marroni M, Monechi S, Perilli N, Principi G, Treves B (1992) Late Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines Italy: age of inception of orogenesis-controlled sedimentation. *Cretaceous res.* 13: 487-504
- Martinez PA, Harbaugh JW (1993) Simulating nearshore environments Pergamon Press, Oxford, pp. 265
- Massari F, Colella A (1988) Evolution and types of fan –delta systems in some major tectonic setting. *In: W Nemec, RJ Steel (eds) Fan Deltas. Sedimentology and tectonic settings*, Blackie, London, pp. 103-122
- Mather AE, Harvey AM, Stokes (2000) Quantifying long-term catchment changes of alluvial fan systems. *Geological Society of America Bulletin* 112: 1825-1833
- Matmon A, Bierman PR, Larsen J, Southworth S, Pavich M, Finkel R, Caffee M (2003) Temporally and spatially uniform rates of erosion in the southern Appalachian great Smoky Mountains. *Geology* 31: 155-158
- Mattioni L, Moretti I, Le Pourhiet L (2004) Numerical versus analogue modelling applied to inherited dipping weak heterogeneity. Part 1: Analogue modelling results, *Bolletino di geophysica*, special issue for Geomod
- McCarthy TS, Cadle AB (1995) Discussion: alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research Section A, Sedimentary Petrology and Processes* 65: 581-583
- McClusky S, Bassanian S, Barka A, Demir C, Ergintav S, Georgiev I, Gurkan O, Hamburger M, Hurst K, Kahle H, Kastens K, Kekelidze G, King R, Kotzev V, Lenk O, Mahmoud S, Mishin A, Nadariya M, Ouzounis A, Paradissis D, Peter Y, Preilepin M, Reilinger R, Sanli I, Seeger H, Tealeb A, Toksoz M, Veis G (2000) Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3): 5695-5719
- McGowen JH, Groat CG (1971) Van Horn Sandstone, W. Texas: an alluvial fan

- model for mineral exploration. Report of Investigations 72, University of Texas: 1-57
- McGowen JH (1970) Gum Hollow Fan Delta, Nueces Bay, Texas. Bureau of Economic Geology, report of investigation 69, pp. 91
- McKenzie DP (1972) Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 30: 109-185
- McKenzie DP (1978a) Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 55: 217-254
- McKenzie DP (1978b) Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet Sci Lett* 40: 25-31
- McKenzie DP, Jackson JA (1983) The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 65: 182-202
- McKenzie DP, Jackson JA (1986) A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. London* 143: 349-353
- McLelland SJ, Ashworth PJ, Best JL (1996) The origin and downstream development of coherent flow structures at channel junctions. *In: PJ Ashworth, SJ Bennett, JL Best, SJ McLelland (eds) Coherent Flow Structures in Open Channels.* Wiley and Sons, pp. 459-490
- McMurray LS, Gawthorpe RL (2000) Along-strike variability of forced regressive deposits: late Quaternary, northern Peloponnesos, Greece. *In: D Hunt and RL Gawthorpe (eds) Sedimentary Responses to Forced Regressions.* Special Publication of the Geological Society of London 172, pp. 363-377
- McPherson JG, Shanmugam G, Muiola RJ (1987) Fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Bulletin of the Geological Society of America* 99: 331-340
- Melton MA (1965) The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *Journal of Geology* 73: 1-38
- Mercier JL, Sorel D, Simeakis K (1987) Changes of the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present. *Annales Tectonicae* 1 (1): 20-39
- Métivier F, Gaudemer Y (1999) Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: implications of floodplain processes. *Basin Research* 11: 293-303
- Métivier F, Gaudemer Y, Taponnier P, Meyer B (1998) Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from mass balanced reconstruction of two depositional areas: the Qaidan and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics* 17: 823-842
- Miall AD (1990) *Principles of sedimentary Basin Analysis* 2nd Ed, Springer-Verlag (eds), New York, pp 668
- Milana JP, Tietze KW (2002) Three-dimensional analogue modelling of an alluvial basin margin affected by hydrological cycles: processes and resulting depositional sequences. *Basin Research* 14 (3): 237-264. doi: 10.1046/j.1365-2117.2002.00188.x
- Milana JP (1998) Sequence Stratigraphy in Alluvial Settings: a Flume-Based Model with Application to Outcrop and Seismic Data. *Am. Assoc Petroleum Geologists, Bulletin* 82: 1736-1753
- Miller MC, McCave IN, Komar PD (1977) Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology* 24: 507-527
- Milliman JD, Meade RH (1983) World-wide delivery of river sediment to the ocean. *J. Geol.* 91: 1-21
- Milliman JD, Syvitsky JPM (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* 100: 525-544
- Moglen GM, Bras RL (1995) The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. *Water Resour. Res.* 31: 2613-2623
- Molnar P (2001) Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology* 29: 1071-1074

- Molnar P (2003) Nature, nurture and landscape. *Nature* 426: 612-614
- Molnar P (2004) Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: how might climate change have affected erosion rates? *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 32: 67-89
- Molnar P, England P (1990) Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or eggs? *Nature* 346: 29-34
- Montgomery DR, Foufoula-Georgiou E (1993) Channel network source representation using Digital Elevation Model. *Water Resour. Res.* 29: 3925-3934
- Montgomery DR, Brandon MT (2002) Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201: 481-489
- Moretti I, Delhomme JP, Cornet F, Bernard P (2002) *In: Schmidt-Hattenberger, G Borm (eds) The Corinth rift laboratory : monitoring of active faults. First break, 20.2*
- Moretti I, Sakellariou D, Lykousis V, Micarelli L (2003) The Gulf of Corinth : a half graben ? *Journal of Geodynamics* 36: 323-340
- Moretti I, Lykousis V, Sakellariou D, Reynaud JY, Benziane B, Prinzhofer A (2004) Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth: what we learn from the *Marion Dufresne's* long-piston coring. *C. R. Geoscience* 336: 291-299
- Moreton DJ (2001) Characterising alluvial architecture using physical models, subsurface data and field analogues. Unpublished PhD Thesis, University of Leeds.
- Moreton DJ, Ashworth PJ, Best JL (2002) The physical scale modelling of braided alluvial architecture and estimation of subsurface permeability. *Basin Research* 14 (3): 265-285
- Morgan RPC (1986) *Soil Erosion and Conservation*. Longman Group, Harlow, pp. 298
- Mudelsee M, Schulz M (1997) The mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice-volume build-up by 280 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 151: 117-123
- Muntzos T (1992) Palyno- und Paläoklima-Stratigraphie der pliozänen und altpleistozänen Sedimente der nördlichen und nordwestlichen Peloponnes (Hellas). *Newsletters on Stratigraphy* 27 (1/2): 71-91
- ## N
- Nemec W, Steel RJ (1988) What is a fan delta and how do we recognize it? *In: W Nemec, RJ Steel (eds) Fan Deltas – Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie, London, pp. 3-13
- Nemec W (1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *In: A Colella, DB Prior (eds) Coarse-Grained Deltas. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 10, pp. 29-73
- Nemec W, Steel RJ (1984) Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *In: EH Koster, RJ Steel (eds) Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir* 10, pp. 1-31
- Nichols G, Waltham D (1997) Forward modelling of clastic shallow marine stratigraphy. *In: Abstracts, 18th Regional Eur. Meeting of Sedimentology, Gaea Heidelbergensis*, 3, pp. 254
- Niemann JD, Hasbargen LE (2005) A Comparison of Experimental and Natural Drainage Basin Morphology Across a Range of Scales. *Journal of Geophysical Research*, 110, F04017, DOI: 10.1029/2004JF000204
- Nyst M, Thatcher W (2004) New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *J. Geophys. Res.* 109, B11406, doi:10.1029/2003JB002830
- ## O
- Okuda M, van Vugt N, Nakagawa T, Ikeya M, Hayashida A, Yasuda Y, Setoguchi T (2002) Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW

- Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201: 143-157
 - Olsen PE, Schlische RW (1988a) Quantitative rift basin evolution: application of extensional basin filling model to early Mesozoic rifts. *Geol. Soc. Am. (Abs)* 20: 59
 - Olsen PE, Schlische RW (1988b) Unraveling the rules of rifts. *Lamont-Doherty Geological Observatory. Yearbook*: 26-31
 - Ori GG (1982) Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (northern Italy). *Sediment. Geol.* 31: 231-248
 - Ori GG (1989) Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology* 17: 918-921
 - Ori GG, Roveri M, Nichols G (1991) Architectural patterns in large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece. *In*: AD Miall, N Tyler (eds.) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. SEPM, Concept in Sedimentology and Paleontology*, pp. 207-216
 - Orton GJ, Reading HG (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40: 475-512
 - Osterkamp WR, Toy TJ (1997) Geomorphic considerations for erosion prediction. *Environmental Geology* 29 (3/4): 152-157
- P**
- Paepe R (1986) Landscape changes in Greece as a result of changing climate during the Quaternary. *In*: Fantechi, Margaritis (eds) *Desertification in Europe*, pp. 49-58
 - Paola C (2000) Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology* 47: 121-178
 - Paola C, Heller PL, Angevine CL (1992a) The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: theory. *Basin Research* 4: 73-90
 - Paola C, Parker C, Seal R, Sinha SK, Southard JB, Wilcock PR (1992b) Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume. *Science* 258: 1757-1760
 - Paola C, Mullin J, Ellis C, Mohrig D, Swenson J, Parker G, Hickson T, Heller P, Prason L, Syvitski J, Sheets B, Strong N (2001) *Experimental Stratigraphy. GSA Today* 11, 7: 4-9
 - Papavassiliou C et al. (1989) Geological map of Greece, 1:50000, Xilokastron Sheet. *Institute of Geology and Mineral Exploration*
 - Papazachos BC, Comninakis PE (1971) Geophysical and tectonic features of the Aegean area. *J. Geophys. Res.* 76: 8517-8533
 - Parker RS (1977) Experimental study of basin evolution and its hydraulics implications. *PhD thesis, Colorado State University*, pp. 331
 - Parker G, Paola C, Whipple KX, Mohrig D (1998a) Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow. I: theory. *Hydraul. Eng.* 124: 985-995
 - Pazzaglia FJ, Brandon MT (1996) Macromorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record. *Basin Research* 8: 255-278
 - Peakall J, Ashworth P, Best J (1996) Physical modelling in fluvial geomorphology: Principles, applications and unresolved issues. *In*: BL Rhoads, CE Thorn (eds) *The Scientific Nature of Geomorphology*. Chichester, U.K., John Wiley & Sons, pp. 221-253
 - Peakall J, Warburton J (1996) Surface tension in small hydraulic river models: the significance of the Weber number. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 5: 199-212
 - Pelletier JD (2004) The influence of piedmont deposition on the time scale of mountain-belt denudation. *Geophysical Research Letters* 31, L15502, doi: 10.1029/2004GL020052

- Perlmutter MA, Matthews MD (1989) Global cyclostratigraphy – A model. *Quantitative Dynamic Stratigraphy* 47: 233-260
- Perissoratis C, Piper DJW, Lykousis V (2000) Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. *Mar. Geol.* 167: 391-411
- Philip H (1974) Etude néotectonique des rivages Egéens en Locride et Eubée nord-occidentale (Grèce). PhD thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc
- Philippson A (1892) Der Peloponnes. Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage. Springer, PhD thesis, Berlin, pp. 642
- Pierre C, Belanger P, Saliege JF, Urrutiaguer MJ, Murat A (1999) Paleoclimatology of the western Mediterranean during the Pleistocene: oxygen and carbon isotope records at Site 975. *In: R Zahn, MC Comas et al. (eds) Ocean Drilling Program. Proc. ODP, Sci. Results, 161, College Station, TX 161, pp. 481-488*
- Pillans B, Naish (2004) Defining the Quaternary. *Quat. Sci. Rev.* 23: 2271-2282
- Pinet P, Souriau M (1988) Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* 7: 563-582
- Piper DJW, Panagos AG (1981) Growth patterns of the Acheloos and Evinos deltas, Western Greece. *Sedimentary Geology* 28: 111-132
- Pisias NG, Martinson DG, Moore JrTC, Shackleton NJ, Prell W, Hays J, Boden G (1984) High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotope records spanning the last 300,000 years. *Mar. Geol.* 56: 119-136
- Pitman WC, Golovchenko X (1991) Modeling Sedimentary sequences. *In: J Muller, JA McKenzie, H Weissert (eds) Special symposium on controversies in modern geology. Academy Press, London, pp. 279-309*
- Pivnik DA (1990) Thrust-generated fan-delta deposition: Little Muddy Creek Conglomerate, SW Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 489-503
- Poesen JWA (1987) Transport of rock fragments by rill flow – a field study. *In: RB Bryan (eds) Rill Erosion – Processes and Significance. Catena Supplement 8, Catena Verlag, Cremlingen-Destedt., pp. 35-54*
- Posamentier HW, Allen GP (1993) Variability of the sequence stratigraphy model: effects of local basin factors. *In: S Cloetingh, W Sassi, F Horvath and C Puigdefàbregas (eds) Basin analysis and dynamic of sedimentary basin evolution. Sedimentary Geology* 86, pp. 91-109
- Posamentier HW, Jervey MT, Vail PR (1988) Eustatic controls on clastic deposition I- conceptual framework. *In: CK Wilgus, BS Hastings, CGStC Kendall, HW Posamentier, CW Ross, JC VanWagoner (eds) Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication no. 42., pp. 109-124*
- Postma G (1990) Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *In: A Colella, DB Prior (eds) Coarse-Grained Deltas. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 10, pp. 13-27
- Postma G, Babic L, Zupanic J, Roe SL (1988) Delta-front failure and associated bottomset deformation in a marine, gravelly Gilbert-type fan delta. *In: W Nemec, RJ Steel (eds) Fan Deltas: Sedimentology and tectonic settings. Blackie, London, pp. 91-102*
- Postma G, Roep TB (1985) Resedimented conglomerate in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *J. sedim. Petrol.* 55: 874-885
- Poulimenos G, Zelilidis A, Kontopoulos N, Doutsos T (1993) Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift, Greece. *Basins research* 5: 179-192
- Prentice C, Guiot J, Harrison SP (1992) Mediterranean vegetation, lake levels and

- palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature* 360: 658-660
- Prior DB, Bornhold BD (1990) The underwater development of Holocene fan deltas. *In*: A Colella, DB Prior (eds) Coarse-Grained Deltas. Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 10, pp. 75-90
- Prosser S (1993) Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *In*: GD Williams, A Dobbs (eds) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 71, pp. 35-66
- Psarianos P, Thenius E (1953) Über Elephas (Archidiskodon) meridionalis (Elephant, Mammul) von Euboea (Griechenland). *Prak. Akad. Ath.* 28: 413-424
- R**
- Rabineau M, Berné S, Aslanian D, Olivet JL, Joseph P, Guillocheau F, Bourillet JF, Ledrezen E, Granjeon D (2005) Sedimentary sequence in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22: 775-804
- Rabineau M (2001) Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du Golfe du Lion : enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. PhD thesis, Université de Rennes I, pp. 455
- Ravenne C, Bucker H (1988) Recent development in description of sedimentary bodies in a fluvio-deltaic reservoir and their 3D conditional simulation. *Proc. 63rd Ann. Tech. Conf. And Exhibition of the Soc. of Petroleum Eng., Houston*: 463-476
- Raudkivi AJ (1976) Loose Boundary Hydraulics. Pergamon Press, Oxford, pp. 397
- Rauws G (1987) The initiation of rills on plane beds of non-cohesive materials. *In*: RB Bryan (eds) Rill Erosion – Processes and Significance. Catena Supplement 8, Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, pp. 107-118
- Raymo ME, Ruddiman WF, Shackleton NJ, Oppo DW (1990) Evolution of Atlantic-Pacific $\delta^{13}C$ gradients over the last 2.5 m. y. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97: 353-368
- Renard KG, Stone JJ (1982) Sediment yield from small semiarid range-land watersheds. *In*: Estimating erosion and sediment yield on rangelands. US Department of Agriculture, Agricultural Reviews and Manuals, ARM-W-26, pp 129-144
- Rickenmann D (1991) Hyperconcentrated flow and sediment transport on steep slopes. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE* 117: 1419-1439
- Riebe CS, Kirchner JW, Granger DE, Finkel RC (2000) Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment. *Geology* 28: 803-806
- Rietbrock A, Tiberi C, Scherbaum F, Lyon-Caen H (1996) Seismic slip on a low angle normal fault in the gulf of Corinth : Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophysical Research Letters* 23: 1817-1820
- Rigo A (1994) Etude sismotectonique et géodésique du Golfe de Corinthe (Grèce). PhD thesis, Université de Paris VI
- Rigo A, Lyon Caen H, Armijo R, Deschamps A, Hatzfeld D, Makiououlos K, Papadimitriou P, Kassaras I (1996) A microseismic study of the western part of the Gulf of Corinth [Greece]: implications for the large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.* 126: 663-688
- Ritchie B, Hardy S, Gawthorpe RL (1999) Three-dimensional modelling of coarse-grained clastic deposition in sedimentary basins. *J. Geophys. Res.* 104: 17759-17780
- Ritter DF, Kochel RC, Miller JR (1995) Piedmont environment - fans and pediments. *Process Geomorphology* 3rd Ed., W.C. Brown Publishers, Dubuque, IA: 247-258
- Roberts GP, Koukouvelas I (1996) Structural and seismological segmentation of the gulf of Corinth fault system: implication

- for models of fault growth. *Annali di geofisica* XXXIX (3): 619-646
- Robin C, Rouby D, Granjeon D, Guillocheau F, Allemand P, Raillard S (2005) Expression and modelling of stratigraphic sequence distortion. *Sedimentary Geology* 178: 159-186
- Roe GH (2005) Orographic precipitation. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 33: 645-671
- Roe GH, Montgomery DR, Hallet B (2002) Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. *Geology* 30: 143-146
- Rosendahl BR, Reynolds PM, Lorber CF, Burgess CF, McGill J, Scott D, Lambiasi JJ, Derksen SJ (1986) Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. *In*: LE Frostick, RW Renaut, I Reid, JJ Tiercelin (eds) *Sedimentation in the African Rifts*. Special Publication of the Geological Society of London, 25, pp. 29-43
- Rust BR (1978) Depositional models for braided alluvium. *In*: AD Miall (eds) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, pp. 605-625
- Ryder JM (1971) Some aspects of the morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 1252-1264
- S**
- Saito K, Oguchi T (2005) Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan, and Philippines. *Geomorphology* 70: 147-162
- Sapozhnikov VB, Fofoula-Georgiou E (1997) Experimental evidence of dynamic scaling and indications of self-organized criticality in braided rivers. *Water Resources Research* 33: 1983-1991
- Saussure HB de (1796) *Voyages dans les Alpes; précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Neuchâtel, Lous Fauche-Borel, part 3, pp. 456
- Saussure HB de (1784) *Voyages dans les Alpes; précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Neuchâtel, Lous Fauche-Borel, part 2, pp. 482
- Saussure HB de (1779) *Voyages dans les Alpes; précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Neuchâtel, Lous Fauche-Borel, part 1, pp. 540
- Sauvage J (1975) Le Plio-Pléistocène de Grèce : Stratigraphie et climatologie. *C.R. Acad. Sc. Paris* 281, Série D: 371-374
- Sauvage J (1977a) Les études palynologiques du Néogène et du Quaternaire en Grèce et leurs applications à la néotectonique des Hellénides (Corinthe, Eubée, Béotie, Phocide et Attique). *Bull. Soc. Geol. France* XIX 7 (3): 695-700
- Sauvage J (1977b) L'apport de la Palynologie dans la connaissance du Plio-Pléistocène de la région de Corinthe (Grèce) : le problème des limites et des corrélations stratigraphiques. *C. R. Acad. Sc. Paris* 285, série D: 279-282
- Savat J (1976) Discharge velocities and total erosion of a calcareous löss: a comparison between pluvial and terminal runoff. *Revue Géomorphologie Dynamique* 24: 113-122
- Savat J (1977) The hydraulics of sheet flow on a smooth surface and the effect of simulated rainfall. *Earth Surface Processes* 2 (2): 125-140
- Savat J, De Ploey J (1982) Sheetwash and rill development by surface flow. Chapter 6. *In*: RB Bryan, A Yair (eds.) *Badland Geomorphology and Piping*. GeoBooks, Norwich, pp. 408
- Schaller M, von Blanckenburg F, Hovius N, Kubik PW (2001) Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188: 441-458
- Schlager W (1993) Accommodation and supply: a dual control on stratigraphic sequences. *Sediment Geol* 86: 111-136
- Schlis RW, Olsen PE (1990) Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to early Mesozoic rifts of eastern North America. *Journal of Geology* 98: 135-155
- Schröder B (1975) Bemerkungen zu marinen Terrassen des Quartars im NE-

- Peloponnes, Griechenland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen: 148-161
- Schumm SA (1963) The disparity between present rates of denudation and orogeny. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 454H: 1-13
- Schumm SA (1968) River adjustment to altered hydrologic regimen-Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 598: 1-65
- Schumm SA (1977) Piedmont (Zone 3). *In*: The Fluvial System. John Wiley & Sons, New York, pp. 245-263
- Schumm SA (1980) Some applications of the concept of geomorphic thresholds. *In*: DR Coates, JD Vitek (eds) Thresholds in Geomorphology. Proceedings of the 9th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Oct. 1978, Binghamton, pp. 473-485
- Schumm SA (1993) River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101: 279-294
- Schumm SA, Mosley MP, Weaver WE (1987) Experimental fluvial geomorphology. John Wiley and Sons, New York
- Sébrier M (1977) Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen. Le golfe de Corinthe et ses régions périphériques. PhD thesis, Université de Paris XI-Orsay: 137
- Seidel E, Kreuzer H, Harre W (1982) A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geologisches Jahrbuch* 23: 165-206
- Seidl MA, Dietrich WE (1992) The problem of channel incision into bedrock. *Functional geomorphology Catena Suppl.* 23: 101-124
- Seidl MA, Dietrich WE, Kirchner JW (1994) Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. *J. Geol.* 102: 457-474
- Seger M, Alexander J (1993) Distribution of Plio-Pleistocene and Modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. *In*: LE Frostick, RJ Steel (eds.) Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. *Int. Ass. Sediment., Sp. Pub.* 20, pp. 37-48
- Shackleton NJ (1977) The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Philosophical Transactions of the royal Society of London B*, 280: 169-182
- Shackleton NJ, Berger A, Peltier WR (1990) An alternate astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 81: 251-261
- Shackleton NJ, Crowhurst S, Hagelberg T, Pisias NG, Schneider DA (1995b) A new late Neogene time scale: Application to Leg 138 sites, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 138: 73-101
- Shanley KW, McCabe PJ (1994) Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78: 544-568
- Sharp IR, Gawthorpe RL, Armstrong B, Underhill JR (2000) Propagation history and passive rotation of mesoscale normal faults: implications for synrift stratigraphic development. *Basin Research* 12: 285-305
- Shaw J, Kellerhals R (1982) The composition of recent alluvial gravels in Alberta river beds. *Bull.* 41, Alberta Research Council, Edmonton, Alta., Canada
- Sheets B, Hickson T, Paola C (2002) Assembling the stratigraphic record: depositional patterns and time-scales in an experimental alluvial basin. *Basin Research* 14: 287-301
- Shields A (1936) Anwendung der Ähnlichkeits-Mechanik und der Turbulenzforschung auf der Geschiebebewegung. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau* 26
- Shvidchenko AB, Kopalani ZD (1998) Hydraulic modelling of bed loads transport in gravel-bed Laba River. *J. Hydraulic Eng., ASCE* 124: 778-785
- Simanton JR, Osterkamp WR, Renard KG (1993) Sediment yield in a semiarid basin: Sampling equipment impacts. *In*: *Sediment problems: Strategies for*

- monitoring, prediction, and control. IAHS Publication 217, pp. 3-9
- Silva PG, Harvey AM, Zazo C, Goy JL (1992) Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia Southeast Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*. Neue Folge 36: 325-341
- Sklar L, Dietrich WE (1998) River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. *In*: K Tinkler, EE Wohl (eds) *Rivers over Rock. Fluvial processes in bedrock channels*. Geophys. Monogr. Ser., AGU, Washington, 107, pp. 237-260
- Sklar LS, Dietrich WE (2001) Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* 29: 1087-1090
- Slingerland R, Harbaugh JW, Furlong KP (1993) *Simulating Clastic Sedimentary Basins* 47, Prentice-Hall, New York
- Smith TR, Bretherton FP (1972) Stability and the Conservation of Mass in Drainage Basin Evolution. *WRR* 8 (6): 1506-1529
- Smith G (1754) Dreadful storm in Cumberland. *Gentleman's Magazine* 24: 464-467
- Smith GA (1994) Climatic influences on continental deposition during late-stage filling of an extensional basin, southeastern Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106: 1212-1228
- Snyder NP, Whipple KX, Tucker GE, Merritts DJ (2000) Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112: 1250-1263
- Solari L, Parker G (2000) The curious case of mobility reversal in sediment mixture. *Journal of Hydraulic Engineering* 126 (3): 185-197
- Sorel D (1989) L'évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène dans le cadre géodynamique de l'arc égéen. PhD thesis, Université de Paris XI, pp. 475
- Sorel D (2000) A Pleistocene and still active detachment fault and the origin of Corinth Patras Rift, Greece. *Geology* 28: 83-86
- Sornette D, Miltenberger P, Vanneste C (1994) Statistical physics of fault patterns self-organised by repeated earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, 142, 491-527
- Sorriso-Valvo M, Antronico L, Pera EL (1998) Controls on modern fan morphology in Calabria, Southern Italy. *Geomorphology* 24: 169-187
- Stanistreet IG, McCarthy TS (1993) The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology* 85: 115-133
- Steckler M (1999) High-resolution sequence stratigraphic modeling 1 : the interplay of sedimentation, erosion, and subsidence. *In*: Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations. SEPM, Special Publication 62, pp. 139-149
- Steckler MS, Reynolds DJ, Coakley BJ, Swift BA, Jarrard R (1993) Modelling passive margin sequence stratigraphy. *In*: Posamentier et al. (eds) *Sequence stratigraphy and facies associations*. Special Publication of the International Association of Sedimentology 18, pp. 19-41
- Steel RJ, Wilson AC (1975) Sedimentation and tectonism (?Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis. *Journal of the Geological Society of London* 131: 183-202
- Stock JD, Montgomery DR (1999) Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geophys. Res.* 104: 4983-4993
- Stock JD, Montgomery DR (1996) Estimating palaeorelief from detrital mineral age ranges. *Basin Research* 47: 317-327
- Straub LG (1935) Some observations of sorting of river sediments. *Trans. Am. Geophysical Union* 16: 463-467
- Suc JP, Bertini A, Combourieu-Nebout N, Diniz F, Leroy S, Russo-Ermolli E, Zheng Z, Bessais E, Ferrier J (1995) Structure of the West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 MA. *Acta Zoologica Cracoviense* 38 (1): 3-16

- Summerfield MA (1991) Global Geomorphology – an Introduction to the Study of Landforms. Longman Group, Harlow, pp. 537
- Summerfield MA, Hulton NJ (1994) Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.* 99:13871-13883
- Surrell A (1870) Etude des torrents des Hautes-Alpes, 2nd Ed, Imprimerie Cusset, Paris
- Surrell A (1841) Etude des torrents des Hautes-Alpes, 1st Ed, Imprimerie Cusset, Paris
- Surlyk F (1978) Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous Boundary, East Greenland). *Gronlands Geologiske Undersogelse* 128
- Sweeting MM (1967) Report on the geomorphology of Parnassos-Ghiona region. I.G.S.R. geol. Reconn., Athens, 41
- Symeonidis N, Theodorou G, Schutt H, Velitzelos E (1987) Paleontological and stratigraphic observations in the area of Achaia and Etoloakarnania W. Greece. *Ann. Geol. Pays Hell.*, Athens, 38: 317-353
- Syvitski JP, Smith JN, Calabrese EA, Boudreau BP (1988) Basin sedimentation and the growth of prograding deltas. *Journal of Geophysical Research* 93 (C6): 6895-6908
- T**
- Taymaz T, Jackson JA, McKenzie D (1991), Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106: 433-490
- Tetzlaff DM, Harbaugh JW (1989) *Simulating Clastic Sedimentation* Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 202
- Thiébaud F (1982) Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). PhD thesis, Université de Lille
- Tibéri C (1999) Rift de Corinthe et d'Evvia (Grèce): Structure lithosphérique par tomographie télésismique et gravimétrie. PhD thesis, Université de Paris VII, pp. 239
- Tibéri C, Lyon-Caen H, Hatzfeld D, Achauer U, Karagianni E, Louvari E, Panagiotopoulos D, Kassaras I, Kaviris G, Makropoulos K, Papadimitriou P (2000) Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth Rift (Greece) from a teleseismic tomography study. *J. Geophys. Res.* 105: 28159-28172
- Tibéri C, Diamant M, Lyon-Caen H, King T (2001) Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.* 145: 797-808
- Trotet F (2000) Exhumation des roches de Haute Pression - Basse Température le long d'un transect des Cyclades au Péloponnèse (Grèce). Implications géodynamiques. PhD thesis, Université de Paris XI
- Tselentis GA, Makiopoulos K (1986) Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth [central Greece] as determined from seismicity. *Tectonophysics* 24: 55-61
- Tzedakis PC, Bennett KD (1995) Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe. *Quaternary Science Reviews* 14: 967-982
- Tzedakis PC, McManus JF, Hooghiemstra H, Oppo DW, Wijmstra TA (2003) Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450 000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 212: 197-212
- Tzedakis PC, Frogley MR, Lawson IT, Preece RC, Cacho I, de Abreu L (2004) Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: The response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology* 32 (2): 109-112
- Tuan YF (1962) Structure, climate and basin landforms in Arizona and New Mexico. *Annals Association American Geographers* 52: 51-68
- Tucker GE, Bras RL (1998) Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resour. Res.* 34: 2751-2764

- Tucker GE, Slingerland RL (1994) Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. *J. Geophys. Res.* 99: 12229-12243
- Tucker GE, Slingerland R (1997) Drainage basin responses to climate change. *Water Resour. Res.* 33: 2031-2047
- Tucker GE, Whipple KX (2002) Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *J. Geophys. Res.* 107, doi:10.1029/2001JB000162

U

- Ulicny D, Nichols G, Waltham D (2002) Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models. *Basin Research* 14: 347-360

V

- Vail PR, Mitchum RM, Todd RG, Widmer JM, Thompson S, Sangree JB, Bubbs JN, Hatlelid WG (1977) Seismic stratigraphy and global changes in sea level. *Am Assoc Petrol Geol Mem* 26: 49-212
- Vance D, Bickle M, Ivy-Ochs S, Kibik PW (2003) Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth Planet Sci. Lett.* 206: 273-288
- Viseras C, Calvache ML, Soria JM, Fernandez J (2003) Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology* 50: 181-202
- Vita-Finzi (1993) Evaluating late quaternary uplift in Greece and Cyprus. *In: Magmatic Processes and plate tectonics.* Geological Society, London

W

- Waltham D (1992) Mathematical modelling of sedimentary basin processes. *Mar. Petrol. Geol.* 9: 265-273
- van Wagoner JC, Posamentier HW, Mitchum RM, Vail PR, Sarg JF, Loutit TS, Hardenbol J (1988) An overview of

sequence stratigraphy and key definitions. *In: CK Wilgus, BS Hastings, CGStC Kendall, HW Posamentier, CA Ross, JC Van Wagoner (eds) Sea Level Changes—An Integrated Approach.* SEPM Special Publication vol. 42., pp. 39-45

- Wang ZW, Larson P, Xiang W (1994) Rheological properties of sediment suspensions and their implications. *Journal of Hydraulic Research* 32: 495-516
- Warburton J, Davies T (1994) Variability of bedload transport and channel morphology in a braided river hydraulic model. *Earth Surf. Proc. Landforms* 19: 403-421
- Wasson RJ (1977) Late-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania. *Sedimentology* 24: 781-799
- Weaver WE, Schumm SA (1974) Fan head trenching: An example of a geomorphic threshold. *Geological Society of America, Abstract with program* 6, pp. 481
- Weaver WE (1984) Experimental study of alluvial fans. Unpublished PhD thesis, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, pp. 423
- Wells SG, Dohrenwend JC, Turrin BD, Mahrer KD (1985) Late Cenozoic landscape evolution on lava flow surfaces of the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Bull. Geol. Soc. Am.* 96: 1518-1529
- Wells SG, Harvey AM (1987) Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin* 98: 182-198
- Wells SG, McFadden LD (1987) Influence of late quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a desert piedmont, Eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research* 27: 130-146
- Wells SG, McFadden LD, Harden J (1990) Preliminary results of age estimations and regional correlations of Quaternary alluvial fans within the Mojave Desert of Southern California. *In: RE Reynolds,*

- SG Wells, RM Brady (eds) *At the End of the Mojave: Quaternary Studies in the Eastern Mojave Desert*. San Bernardino County Museum Association, Redlands, pp. 45-53
- Weltje GJ, Meijer X, De Boer PL (1998) Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. *Basin Research* 10: 129-153
- Weltje GJ, De Boer PL (1993) Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits on Corfu (Greece): implications for the interpretation of higher order cyclicity in fossil turbidite systems. *Geology* 47: 307-310
- Weltje GJ (1994) *Provenance and Dispersal of Sand-sized Sediments: Reconstruction of Dispersal Patterns and Sources of Sand-sized Sediments by Means of Inverse Modelling Techniques*. PhD thesis, Utrecht University, Geologica Ultraiectina, 47, pp. 121
- Weltje GJ, van Ansenwoude SOKJ, De Boer PL (1996) High-frequency detrital signals in Eocene fan-delta sandstones of mixed parentage (South-Central Pyrenees, Spain): a reconstruction of chemical weathering in transit. *J. sedim. Res.* 47: 119-131
- Wescott WA, Ethridge FG (1990) Fan deltas - alluvial fans in coastal settings. *In: AH Rachocki, M Church (eds) Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley and Sons, pp. 195-211
- Wescott WA, Ethridge FG (1982) Bathymetry and sediment dispersal dynamics along the Yallahs fan-delta front, Jamaica. *Marin Geology* 46: 245-260
- Wescott WA, Ethridge FG (1980) Fan-delta sedimentology and tectonic setting-Yallahs fan delta, southeast Jamaica. *American Association of Petroleum geologists Bulletin* 64: 374-399
- Westaway R (1999) The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics* 308: 407-443, *Tectonophysics* 341: 237-238
- Westaway R (2002) The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, 348: 269-318
- Whipple KX, Traylor GE (1996) Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rates. *Basin Research* 8: 351-366
- Whipple KX, Tucker GE (1999) Dynamic of the stream-power river incision model: implication for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* 104: 17661-17674
- Whipple KX, Parker G, Paola C, Mohrig D (1998) Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study. *J. Geol.* 106: 677-693
- Whipple KX, Snyder NP, Dollenmayer K (2000) Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology* 28: 835-838
- Whitten DGA, Brooks JRV (1972) *Dictionary of Geology*. Penguin Books, London
- Wijmstra TA, Young R, Witte HJL (1990) An evaluation of the climatic conditions during the Late Quaternary in northern Greece by means of multivariate analysis of palynological data and comparison with recent phytosociological and climatic data. *Geologie en Mijnbouw* 69: 243-251
- Willett S, Beaumont C, Fullsack P (1993) Mechanical model of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21: 371-374
- Willett SD (1999) Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *J. Geophys. Res.* 104: 28957-28981
- Willett SD, Brandon MT (2002) On steady states in mountain belts. *Geology* 30: 175-178
- Willgoose G (2005) Mathematical modeling of whole landscape evolution. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 33: 443-459

- Willgoose G, Bras RL, Rodríguez-Iturbe I (1991) Results from a new model of river basin evolution. *Earth Surf. Process. Landforms* 16: 237-254
- Williams DF, Thunell RC, Tappa E, Rio D, Raffi I (1988) Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0 – 1.88 m. y. B. P. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 64: 221-240
- Wilson L (1973) Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. *Am. J. Sci.* 47: 335-349
- Wobus CW, Hodges KV, Whipple KX (2003) Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front? *Geology* 31: 861-864
- Wolman MG, Miller JP (1990) Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. Geol.* 68, pp. 54
- Wood LJ, Ethridge FG, Schumm SA (1993) The effects of rate of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems; an experimental approach. *In*: HW Posamentier, CP Summerhayes, BU Haq, GP Allen (eds) *Sequence Stratigraphy and Facies. Associations, Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 18, pp. 43-53
- Wood LJ, Ethridge FG, Schumm SA (1994) An experimental study of the influence of subaqueous shelf angles on coastal plain and shelf deposits. *In*: P Weimer, H Posamentier (eds) *Siliciclastic Sequence Stratigraphy. Recent Developments and Applications*, vol. 58, pp. 381-391
- Wright AK, Flower BP (2002) Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution. *Paleoceanography* 17(4): 1068
- Wright VP, Marriott SB (1993) The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology* 86: 203-210
- Wright VP, Alonso Zarza AM (1990) Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: A tool for interpreting ancient sequences. *Geological Society of London Journal* 147: 8-10
- ## X
- Xypolias P, Koukouvelas IK (2001) Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenids, Greece). *Tectonophysics* 338: 59-77
- ## Y
- Yalin MS (1977) *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, Oxford, pp. 298
- ## Z
- Zeitler PK, Meltzer AS, Koons PO, Craw D, Hallet B, Chamberlain CP, Kidd WSF, Park SK, Seeber L, Bishop M, Shroder J (2001) Erosion, Himalayan geodynamics, and the geomorphology of metamorphism. *GSA Today* 11: 4-9
- Zelilidis A, Kontopoulos N (1996) Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Meso-hellenic trough, Central Greece. *Sedimentology* 43: 253-262
- Zelilidis A (2000) Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology* 35: 69-85
- Zelilidis A (2003) The geometry of fan-deltas and related turbidites in narrow linear basin. *Geol. J.* 37: 1-16
- Zelt BC, Taylor B, Weiss JR, Goodliffe AM, Sachpazi M, Hirn A (2004) Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and the Gulf of Itea, Greece. *Geophys. J. Int.* 159: 333-346
- Zhang P, Molnar P, Downs WR (2001) Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410: 891-897

